

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LA STRUCTURE DE CARSWELL (SASKATCHEWAN, CANADA) :
CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE DU MÉTAMORPHISME DE
CHOC, GÉOPHYSIQUE ET DIMENSIONS DE LA STRUCTURE D'IMPACT

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
ISABELLE DUHAMEL

MAI 2006

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

AVANT-PROPOS

Ce travail de maîtrise a commencé lors de l'été 2003 alors que je participais à un stage en géologie d'exploration au sein de la compagnie Oméga à Joliette (Québec, Canada). Monsieur Serge Genest, président d'Oméga, convaincu que l'impactologie est un processus géodynamique fondamental et un agent de concentration pour de nombreuses ressources minérales, a montré son intérêt pour cette science en lançant un programme de recherche sur les astrolèmes. Il me proposa de réaliser une maîtrise sur l'astrolème de Carswell dans le bassin d'Athabasca (Saskatchewan, Canada), lequel est associé à des gisements uranifères de type discordance. Les raisons qui ont motivé mon choix de sujet de recherche sont mes dispositions dans le domaine de la géologie des ressources et mon goût pour la recherche fondamentale sur les objets d'origine exogène.

L'objectif principal de cette maîtrise était de déterminer l'influence de l'impact de Carswell sur la géologie environnante et, tout en étendant les connaissances sur cet astrolème, de développer des guides pour l'exploration des minéralisations uranifères situées à l'intérieur de la structure et aux alentours.

La première année de maîtrise, de septembre 2003 à septembre 2004, fut dédiée essentiellement aux recherches bibliographiques sur les structures d'impact météoritiques et aux travaux de synthèse des études antérieures. Trois semaines pendant l'été 2004 furent consacrées aux travaux de terrain et à l'échantillonnage des carottes de forage à la mine du lac Cluff (Nord-Saskatchewan). Les études de laboratoire sur les échantillons sélectionnés ont été réalisées entre septembre 2004 et septembre 2005 au laboratoire pétrographique d'Oméga. De plus, ma participation à deux excursions sur l'astrolème de Charlevoix (Québec, Canada) et de Vredefort (Witwatersrand, Afrique du Sud), organisées et financées par Oméga dans le cadre de son programme de recherche et développement, m'a permis de développer mon expérience de terrain avec les géologues de l'équipe d'Oméga et les spécialistes en impactologie qui nous ont guidé. Enfin, les discussions avec des chercheurs de renommée internationale au cours de la 67^{ème} et de la 68^{ème} réunions annuelles de la *Meteoritical Society*, respectivement à Rio de Janeiro au Brésil et à Gatlinburg au Tennessee (États-Unis), se sont avérées très enrichissantes et m'ont permis d'étendre mes connaissances sur les astrolèmes. Les résumés des deux présentations sur la structure de Carswell que j'ai présentées à ces deux réunions et qui ont été publiés dans *Meteoritics & Planetary Science* sont annexés à la fin de ce mémoire (Duhamel *et al.*, 2004 et 2005).

Je voudrais remercier Omégalpha et le Groupe AREVA qui m'ont soutenu financièrement pendant les deux années qu'a duré cette maîtrise, ainsi que l'UQÀM qui a participé financièrement à l'élaboration des lames minces.

Je tiens à remercier monsieur Serge Genest, président d'Omégalpha, pour avoir initié ce projet, de m'avoir proposé le sujet, et pour son aide constante tout au long de mes recherches. Les nombreux mémorandums et discussions qu'il a partagés m'ont aidé à progresser dans ma réflexion. Je le remercie d'autant plus car il m'a permis de participer aux nombreuses excursions à travers le monde qu'Omégalpha a organisées et financées dans le cadre de ses opérations.

Je tiens à exprimer mes plus sincères remerciements à monsieur Alain Tremblay, mon directeur de recherche à l'UQÀM, pour son aide essentielle à l'accomplissement de cette étude et de l'honneur qu'il m'a fait de superviser mes travaux.

Je remercie les trois personnes qui ont composé mon jury, messieurs Serge Genest, Alain Tremblay et Normand Goulet (professeur à l'UQÀM), car je leur suis reconnaissante d'avoir lu ce mémoire et de l'avoir bonifié par leurs commentaires.

Je remercie également le Groupe AREVA pour m'avoir donné accès à un grand nombre d'informations et Omégalpha pour avoir contribué aux moyens techniques essentiels pour la mise en œuvre des travaux de recherche.

Pour mon excursion de terrain en Saskatchewan, je tiens à remercier madame Francine Robert d'Omégalpha qui m'a suivi dans les péripéties de mes cheminements et qui a enduré mouches et maringouins avec plus de calme que moi. Je remercie également tout le personnel présent à la mine du lac Cluff qui m'a accueillie avec la plus grande gentillesse et qui a sorti ma voiture de la boue dans laquelle je m'étais enlisée.

Pour l'excursion sur la structure de Charlevoix (Québec, Canada), je tiens à remercier chaleureusement monsieur Jehan Rondot pour sa disponibilité et pour nous avoir servi de guide.

Pour l'excursion sur l'astroblème de Vredefort (Afrique du Sud), je remercie messieurs Carl Anhaeusser, Wolf Uwe Reimold et Roger Gibson ainsi que mademoiselle Paula Ogilvie de l'Université du Witwatersrand pour leur accueil remarquable.

Je tiens enfin à remercier tout le personnel d'Omégalpha pour leur aide et leur soutien, ainsi que pour m'avoir intégré chaleureusement dans leur équipe : messieurs André Ciesielski, Riadh Zellagui, Mario Joly, Mario Saint-Martin, Patrick Landry, Louis-Pierre Barrette, Jérôme Leduc, Samuel Genest et Guillaume Genest, ainsi que mesdames Francine Robert et Céline Lachance.

*Je dédie ce mémoire à mon compagnon
de tous les jours, Nicolas Achin.*

TABLE DES MATIÈRES

| | Page |
|--|------|
| AVANT-PROPOS | ii |
| LISTE DES FIGURES | viii |
| LISTE DES TABLEAUX | xix |
| RÉSUMÉ | xx |
| INTRODUCTION | 1 |
| CHAPITRE I | |
| GÉOLOGIE | 3 |
| 1.1 Géologie générale | 3 |
| 1.1.1 Socle métamorphique | 3 |
| 1.1.2 Bassin d'Athabasca et séries sédimentaires | 6 |
| 1.1.3 Minéralisations uranifères de type discordance | 10 |
| 1.2 Géologie de la structure de Carswell | 15 |
| CHAPITRE II | |
| NOTIONS D'IMPACTOLOGIE | 19 |
| 2.1 Genèse des structures d'impact météoritiques et terminologie | 20 |
| 2.2 Typologie structurale et morphologie des astroblèmes | 23 |
| 2.2.1 Structures simples | 24 |
| 2.2.2 Structures complexes | 27 |
| 2.2.3 Structures multi-annulaires | 30 |
| 2.3 Pseudo-stratigraphie des structures d'impact | 32 |
| 2.3.1 Nomenclature des impactites | 32 |
| 2.3.2 Métamorphisme de choc et critères de reconnaissance | 38 |
| 2.3.3 Distribution verticale et latérale des faciès d'impact | 45 |
| 2.4 Réajustements et modifications post-impact des structures complexes et multi-annulaires | 49 |

CHAPITRE III**SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LA STRUCTURE**

| | |
|---|-----------|
| DE CARSWELL ET PROBLÉMATIQUE | 54 |
| 3.1 Introduction | 54 |
| 3.2 Modèles de formation de la structure de Carswell | 55 |
| 3.3 Traces de métamorphisme de choc dans la structure de Carswell | 58 |
| 3.3.1 <i>Shatter cones</i> de la structure de Carswell | 58 |
| 3.3.2 Brèches d'impact dans la structure de Carswell | 60 |
| 3.3.3 Déformations microscopiques des lithologies impactées | 62 |
| 3.4 Autres indices de déformation dans la structure de Carswell | 64 |
| 3.4.1 Galets de quartz tronçonnés | 64 |
| 3.4.2 Écailles de socle dans la couverture sédimentaire | 65 |
| 3.5 Géochronologie | 66 |
| 3.6 Évolution paléogéographique du bassin d'Athabasca | 68 |
| 3.6.1 Notion de sous-bassins | 68 |
| 3.6.2 Évolution paléogéographique des sous-bassins occidentaux du bassin d'Athabasca | 69 |
| 3.6.3 Direction des paléocourants | 71 |
| 3.6.4 Distribution des dolomies de la Formation de Carswell et contraintes paléo-environnementales | 74 |
| 3.7 Discussion et problématique | 76 |

CHAPITRE IV**DÉFORMATION DES LITHOLOGIES IMPACTÉES ET BRÈCHES D'IMPACT**

| | |
|--|-----------|
| 4.1 Introduction | 78 |
| 4.2 Analyse des différentes lithologies par grands ensembles structuraux | 80 |
| 4.2.1 Socle de la remontée centrale | 80 |
| 4.2.2 Discordance entre le socle et le conglomérat de base | 105 |
| 4.2.3 Anneau interne de la structure de Carswell | 110 |
| 4.2.4 Anneau externe de la structure de Carswell | 114 |
| 4.2.5 Extérieur de la structure | 119 |
| 4.3 Conclusion | 122 |

CHAPITRE V

| | | |
|--|--|-----|
| GÉOPHYSIQUE ET PROFIL DE LA DISCORDANCE SOCLE / SÉDIMENTS | | 124 |
| 5.1 | Introduction | 124 |
| 5.2 | Anomalies gravimétriques | 125 |
| 5.3 | Signature magnétique | 130 |
| 5.4 | Profil de la discordance socle / sédiments | 133 |
| 5.5 | Conclusion | 135 |

CHAPITRE VI

| | | |
|--|---|-----|
| MODÈLES DE DIMENSIONNEMENT DES STRUCTURES D'IMPACT ET MORPHOLOGIE DE LA STRUCTURE DE CARSWELL | | 137 |
| 6.1 | Modèles de dimensionnement des structures d'impact complexes | 137 |
| 6.1.1 | Modèle de Pike (1985) | 138 |
| 6.1.2 | Modèle de Melosh (1989) | 140 |
| 6.1.3 | Modèle de Rondot (1995) | 142 |
| 6.1.4 | Modèle de Grieve (1998) | 143 |
| 6.1.5 | Limites aux modèles de dimensionnement | 143 |
| 6.2 | Application des modèles de dimensionnement à la structure de Carswell | 145 |
| 6.3 | Conclusion | 150 |

CHAPITRE VII

| | | |
|-------------------|--|-----|
| DISCUSSION | | 151 |
| 7.1 | Discussion des résultats et contraintes sur l'âge de la structure de Carswell | 151 |
| 7.2 | Modèles de formation de la structure de Carswell | 154 |
| 7.3 | Implications quant aux minéralisations | 158 |
| 7.4 | Recommandations pour les recherches à venir | 161 |

| | | |
|-------------------|-------|-----|
| CONCLUSION | | 164 |
|-------------------|-------|-----|

| | | |
|---------------------|-------|-----|
| CARTE ANNEXE | | 166 |
|---------------------|-------|-----|

| | | |
|--|-------|-----|
| RÉSUMÉS PUBLIÉS DANS <i>METEORITICS & PLANETARY SCIENCE</i> | | 167 |
|--|-------|-----|

| | | |
|------------------------------------|-------|-----|
| RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES | | 171 |
|------------------------------------|-------|-----|

LISTE DES FIGURES

| Figure | Page |
|---|------|
| 1.1 Carte des orogènes de l'Amérique du Nord (Card, 2001, modifiée de Hoffman, 1988)..... | 4 |
| 1.2 Le bassin d'Athabasca et les principaux domaines structuraux du socle métamorphique sous-jacent (d'après Ruzicka, 1996)..... | 5 |
| 1.3 Coupe schématique du socle métamorphique avant le dépôt du bassin d'Athabasca et localisation des principaux domaines structuraux des provinces tectoniques de Rae et de Hearne (Baudemont et Fredorowich, 1996, modifiée de Lewry et Sibbald, 1980)..... | 6 |
| 1.4 Carte de la répartition des formations géologiques du bassin d'Athabasca (modifiée de Rainbird <i>et al.</i> , 2002 ; d'après Ramaekers <i>et al.</i> , 2001 et Thomas <i>et al.</i> , 2002)..... | 8 |
| 1.5 Modélisation des gisements d'uranium de type discordance dans l'est du bassin d'Athabasca (résultats actuels des sous-projets de EXTECH IV, extrait de http://www.nrcan.gc.ca/gsc/mrd/extech4/index_f.html)..... | 10 |
| 1.6 Histoire géologique du bassin d'Athabasca établie d'après les datations données dans le tableau 1.2..... | 14 |
| 1.7 Carte géologique de la structure de Carswell, Saskatchewan, Canada (modifiée d'un rapport interne du Groupe AREVA)..... | 16 |
| 1.8 Coupe schématique nord-sud à travers la structure de Carswell basée sur les données de surface et de forages (d'après Baudemont et Fredorowick, 1996)..... | 17 |
| 1.9 Carte géologique détaillée du district uranifère au sud du pic central de la structure de Carswell (modifiée de Lainé, 1984)..... | 18 |
| 2.1 Formation d'une structure d'impact de type simple (d'après French, 1998)..... | 21 |
| 2.2 Phase d'excavation : formation du cratère transitoire (d'après Stöffler, 1984)..... | 22 |
| 2.3 Coupe schématique de la bordure d'une structure simple (d'après Melosh, 1989)... | 22 |
| 2.4 Modèle géométrique d'une structure simple vue en coupe, basé sur la conservation du volume (d'après Melosh, 1989)..... | 24 |
| 2.5 Vue panoramique depuis la bordure est de l'astroblème de Tswaing, Afrique du Sud (localisation du point de vue sur la figure 2.7)..... | 25 |

| Figure | Page |
|---|------|
| 2.6 Bloc diagramme de l'astrolème Tswaing, Afrique du Sud (d'après Reimold <i>et al.</i> , 1999)..... | 25 |
| 2.7 Carte topographique de la structure simple de Tswaing en Afrique du Sud. | 26 |
| 2.8 Formation d'une structure d'impact complexe constituée (a) d'un pic central, (b) d'un anneau de pics (d'après Melosh, 1989)..... | 27 |
| 2.9 (A) Géomorphologie de la structure d'impact de Charlevoix. (B) Coupe schématique d'une structure d'impact complexe montrant l'orientation des failles normales entourant la remontée centrale et les limites externes de l'astrolème (modifié de Lemieux <i>et al.</i> , 2003)..... | 28 |
| 2.10 Photo aérienne de la structure d'impact du lac à l'Eau-Claire Ouest, Québec, Canada (photo extraite du site http://www.uwgb.edu/dutchs/planets/cratform.htm). | 29 |
| 2.11 Modélisation en trois dimensions de la structure de la Baie Chesapeake, Virginie, États-Unis (Poag <i>et al.</i> , 2004)..... | 30 |
| 2.12 Astrolème de Vredefort en Afrique du Sud, vue par satellite (extrait de www.lpi.usra.edu/images/scraters/scraters_S32.gif)..... | 31 |
| 2.13 Structures en synformes et antiformes de l'astrolème de Vredefort dans le bassin du Witwatersrand, en Afrique du Sud (Turtle <i>et al.</i> , 2005)..... | 31 |
| 2.14 Organigramme de classification des impactites établi d'après la classification de French (1998) et la nomenclature de Stöffler et Grieve (1994 et 1996)..... | 35 |
| 2.15 Suévite de la structure de Rochechouart (France). Cette suévite polymictite montre des fragments anguleux à sub-arrondis, millimétriques à centimétriques, de nature variée dans une matrice lithique constituée de fragments plus petits. L'échantillon provient de la collection d'impactites d'Omégalpha. La pièce en bas à droite mesure 2,3 cm de diamètre..... | 36 |
| 2.16 Pseudotachylite dans un granite gneissique de la structure de Vredefort (Afrique du Sud, carrière de Koppieskraal). Les fragments de gneiss arrondis, de quelques centimètres à quelques mètres de larges, flottent dans une matrice noire très fine. Le marteau au centre du dyke fait 35 cm de longueur..... | 36 |
| 2.17 Roche de fusion de la structure de Charlevoix (Québec, Canada). La hausse de température générée par l'impact a créé une fusion complète de la roche parsemée de vacuoles sphériques. L'échantillon provient de la collection d'impactites d'Omégalpha. La pièce utilisée comme échelle a un diamètre de 2.3 cm..... | 37 |
| 2.18 Diagramme Pression / Température montrant les changements de phases des minéraux (French, 1998)..... | 38 |

| Figure | Page |
|--|------|
| 2.19 <i>Shatter cone</i> dans les calcaires ordoviciens de la structure de Charlevoix (Québec, Canada). La pointe du cône est sectionnée et laisse voir une surface circulaire..... | 40 |
| 2.20 Relation entre l'indice de réfraction du cristal de quartz, sa densité (en g/cm ³) et la pression subie par la roche impactée lors du choc (d'après Koeberl, 1997 ; modifié de Stöffler et Langenhorst, 1994). Lorsque la pression augmente, le grain de quartz se fracture (baisse de la densité) et s'opacifie (baisse de l'indice de réfraction). Pour une pression supérieure à 35 GPa, le quartz se transforme en verre diaplectique et les figures de déformation planaire (ou PDFs) disparaissent..... | 42 |
| 2.21 Grain de quartz choqué provenant des sédiments de la limite Crétacé-Tertiaire dans le sud-ouest du Pacifique. Image vue au microscope électronique à balayage (extraite de Montanari et Koeberl, 2000)..... | 43 |
| 2.22 Fusion complète d'une roche fortement choquée de l'astroblème de Sudbury (Ontario, Canada). Photo en lumière polarisée non analysée (French, 1998)..... | 44 |
| 2.23 Formation des impactites en fonction des champs de pression et de température dans un cratère transitoire (extrait de French, 1998 ; d'après Grieve <i>et al.</i> , 1977)... | 45 |
| 2.24 Répartition des faciès d'impactites dans une structure de type simple (Koeberl et Anderson, 1996)..... | 47 |
| 2.25 Répartition des faciès d'impactites dans une structure de type complexe (French, 1998)..... | 47 |
| 2.26 Pression (à droite, en GPa) et température (à gauche, en K) maximales pour trois astroblèmes de tailles différentes (d'après Ugalde <i>et al.</i> , 2005)..... | 48 |
| 2.27 Trajectoires balistiques des éjectas (Melosh, 1989)..... | 49 |
| 2.28 Interprétation des profils sismiques de la structure de la Baie Chesapeake, Virginie, États-Unis. A – Coupe structurale et morphologie de la structure d'impact, réalisée d'après la compilation et l'interprétation de profils sismiques réflexion (longueur totale des lignes de cheminement = 2018 km) et de 234 forages. (tiré de Poag <i>et al.</i> , 2004 ; modifié de Poag <i>et al.</i> , 1999). B – Profil de sismique réflexion 11-PR et C – Profil de sismique réflexion 13-YR. B et C traversent la partie nord de l'anneau externe, dans la zone des terrasses de la structure (carte de localisation des profils dans Poag <i>et al.</i> , 2004)..... | 51 |
| 2.29 Carte géologique de la structure de Sudbury, Ontario, Canada (d'après Eckstrand <i>et al.</i> , 1995)..... | 52 |
| 3.1 Blocs-diagrammes expliquant la formation de la structure circulaire de Carswell selon la théorie de la crypto-explosion (Currie, 1969)..... | 56 |
| 3.2 Formation de la structure de Carswell (d'après Harper, 1983)..... | 57 |

| Figure | Page |
|--|------|
| 3.3 Répartition des <i>shatter cones</i> et des brèches de Cluff au niveau de la discordance entre le socle et les sédiments, au nord-ouest de la remontée centrale (extrait de Pagel <i>et al.</i> , 1985, modifié de Bassaget et Camps, 1973)..... | 59 |
| 3.4 Projection stéréographique équiaire sur hémisphère supérieur de l'orientation des <i>shatter cones</i> dans la remontée de socle au centre de la structure de Carswell (Baudemont et Fredorowich, 1996)..... | 59 |
| 3.5 Diagramme AFM des roches de la structure de Carswell (modifié de Harper, 1983) réalisé d'après les analyses géochimiques de Currie (1969), Pagel (1975), von Einsiedel (1981) et Harper (1983)..... | 61 |
| 3.6 Histogrammes représentant l'orientation des figures de déformations planaires dans les roches du socle de la structure de Carswell (Currie, 1969 ; Pagel, 1975 ; Short, 1968)..... | 63 |
| 3.7 Formation des écailles de socle dans la couverture sédimentaire en bordure du dôme de socle, retournement et propagation latérale (d'après Ey, 1984)..... | 65 |
| 3.8 Les sous-bassins et la paléogéographie ayant contrôlé la sédimentation du bassin d'Athabasca (modifié de Ramaekers, 1990)..... | 69 |
| 3.9 Distribution de la fraction détritique grossière du bassin d'Athabasca (modifié de Ramaekers, 1981)..... | 72 |
| 3.10 Directions majeures des paléocourants dans le bassin d'Athabasca (modifié de Rainbird <i>et al.</i> , 2002 ; d'après Ramaekers <i>et al.</i> , 2001 et Thomas <i>et al.</i> , 2002)..... | 73 |
| 3.11 Diagramme en rose montrant les directions de paléocourants dans la Formation de Carswell (d'après Wheatley, 1985)..... | 76 |
| 4.1 Alternance de gneiss (couleur sombre) et de granitoïde (rosé) dans la carrière DJ. L'affleurement présente de nombreuses failles d'orientation moyenne. La masse en bas de la photo fait 30 cm de hauteur..... | 81 |
| 4.2 Gneiss de Peter River rubané à grenats dans la carrière Claude (affleurement CA-04-02-10). Le crayon donne l'échelle..... | 81 |
| 4.3 Section dans une roche quartzofeldspathique de la carrière Claude (affleurement CA-04-02-11). Noter l'orientation de la fracturation dans les grenats. Les fractures sont remplies d'un matériel noir..... | 82 |
| 4.4 Fractures affectant les gneiss et pegmatoïdes du Complexe de Earl River (affleurement CA-04-05-05). Le marteau servant d'échelle fait 40 cm en hauteur.. | 83 |
| 4.5 Face Nord-Est de la carrière à ciel ouvert D. Noter la couleur rougeâtre caractéristique du socle altéré (régolite) à proximité de la discordance entre le socle et les roches sédimentaires..... | 83 |

| Figure | | Page |
|--------|---|------|
| 4.6 | <i>Shatter cone</i> de 30 cm de hauteur dans la carrière Claude (affleurement CA-04-02-05). Noter le développement des stries longitudinales sur la surface conique..... | 85 |
| 4.7 | <i>Shatter cone</i> dans le socle de la structure de Carswell (carrière Claude ; affleurement CA-04-02-05). Le stylo donne l'échelle..... | 85 |
| 4.8 | Orientation de 15 dykes de brèche de Cluff mesurée dans le socle de la structure de Carswell. A – Projection stéréographique équiaire sur hémisphère inférieur des pôles des plans structuraux, distance séparant les contours à 1 % de l'aire. B – Directions de plongement des dykes, angle d'écartement des rayons de 10°. Réalisé avec le logiciel StéreoNet..... | 86 |
| 4.9 | Socle quartzofeldspathique bréchique traversé par des filonnets irréguliers noirs de pseudotachylite (forage CAR 201 – profondeur 15,3 m). Section d'une carotte de 4,5 cm de diamètre..... | 88 |
| 4.10 | Brèche de Cluff à fragments de socle hématisés dans une matrice chloriteuse verte (forage CAR 201 - profondeur 17,2 m). Section d'une carotte de 4,5 cm de diamètre..... | 88 |
| 4.11 | Claste de socle fondu dans une brèche de Cluff (forage CAR 679)..... | 88 |
| 4.12 | Brèche de Cluff polymictite hématisée (affleurement CA-04-06-01)..... | 89 |
| 4.13 | Brèche de Cluff polymictite hématisée (forage CAR-679)..... | 89 |
| 4.14 | Dyke de brèche de Cluff décalé par une faille dans les gneiss de la carrière Claude (affleurement CA-04-02-04). Le dyke fait 40 cm d'épaisseur et le mouvement inverse de la faille est affecté par un rejet apparent de 1,5 m..... | 90 |
| 4.15 | Brèche de Cluff cisailée dans le dyke de la figure (carrière Claude ; CA-04-02-04). La flèche du nord servant d'échelle fait 10 centimètres de longueur..... | 90 |
| 4.16 | Section d'un échantillon de suéville extrait d'une zone minéralisée dans les gneiss de Peter River de la carrière DJ (affleurement CA-04-02-07). Noter le fin litage de la roche dans le plan horizontal de la photo et la nature variée des fragments. La pièce fait 2,5 cm de diamètre..... | 91 |
| 4.17 | Quartz choqué à 3 familles de PDFs. Forage CAR579 – profondeur 20.4 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 2000 µm..... | 93 |
| 4.18 | Détail d'un quartz choqué à 4 familles de PDFs dans le socle bréchique. Forage CAR201 – profondeur 17.5 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 50 µm..... | 93 |

| Figure | Page |
|--|------|
| 4.19 Détail des PDFs dans un grain de quartz choqué du socle. N. B. Les plans parallèles sont soutenus par un alignement d'inclusions fluides. Forage CAR579 - profondeur 20.4 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle rouge de 50 μm | 93 |
| 4.20 Grenat présentant 4 familles de fractures. Échantillon de socle provenant de l'affleurement CA-04-02-07. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 2000 μm | 95 |
| 4.21 Cristallisation secondaire de quartz non choqué dans un grenat fracturé. Échantillon provenant de l'affleurement CA-04-02-09. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle jaune de 500 μm | 95 |
| 4.22 Grenat (à gauche) entouré par une bordure fluidale à texture myrmékitique. Échantillon provenant de l'affleurement CA-04-02-09. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 500 μm | 95 |
| 4.23 <i>Kink bands</i> dans une biotite révélés par une différence de couleur d'absorption provenant d'une orientation différente de chaque bande. Forage CAR579 - profondeur 22.7 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle rouge de 50 μm ... | 96 |
| 4.24 Feldspath opacifié se transformant en maskélynite (phase de haute pression du feldspath). Les macles sont encore discernables et la phase isotrope noire correspond au verre diaplectique. Affleurement de surface (CA-04-02-07). Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 500 μm | 97 |
| 4.25 Feldspath à perthites montrant une texture interne fluidale. Forage 595 - boîte C15. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 200 μm | 97 |
| 4.26 Grenat à texture fluidale dans les gneiss du socle. Forage CAR579 - profondeur 20 m. Photo de la carotte en lumière naturelle. Échelle : diamètre de la carotte 4.5 cm..... | 98 |
| 4.27 Grenat fracturé et partiellement fondu. Forage CAR579 - profondeur 22.7m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle noire de 1000 μm | 99 |
| 4.28 Verre de fusion dans les gneiss du socle avec texture en « <i>quench</i> » des cristaux (rutile ?), allongés et sub-parallèles, dans une matrice vitreuse recristallisée ou dévitrifiée. Forage CAR579 - profondeur 24.9 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle noire de 200 μm | 99 |
| 4.29 Étoile de dévitrification dans une matrice vitreuse. Forage CAR579 - profondeur 22.7 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle rouge de 500 μm | 99 |
| 4.30 Perte de la biréfringence des zircons fracturés dans le socle. Affleurement de surface (CA-04-02-07). Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 100 μm | 100 |

| Figure | | Page |
|--------|---|------|
| 4.31 | Orthopyroxènes fracturés dans un gneiss du socle : à droite, les minéraux ont une teinte de biréfringence vive puis, au contact avec une zone de fonte (à gauche), les pyroxènes perdent leurs couleurs et se fondent dans la zone opaque. Forage CAR579 – profondeur 20.4 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 500 µm..... | 100 |
| 4.32 | Contact entre un granitoïde de la fenêtre de socle central (à gauche) et une brèche d'impact fragmentaire (à droite). Forage CAR201 – profondeur 17.2 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle noire de 1000 µm..... | 101 |
| 4.33 | Feldspaths choqués présentant 2 familles de PDFs recoupant les macles polysynthétiques du cristal. Forage CAR679 – profondeur 444.1 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 200 µm..... | 102 |
| 4.34 | Maillage de micas blancs dans la matrice d'une brèche de Cluff. Affleurement de surface (CA-04-02-07). Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 100 µm..... | 102 |
| 4.35 | Concentration d'hématite dans la matrice d'une brèche fragmentaire, autour d'un fragment de socle (en haut à droite). Forage CAR201 – profondeur 17.5 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 1000 µm..... | 102 |
| 4.36 | Contact entre deux injections de brèches dans les roches du socle, brèche à fragments jointifs (à gauche) reprise par une brèche secondaire à fragments non jointifs (à droite). Forage CAR201 – profondeur 17.2 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle noire de 1000 µm..... | 104 |
| 4.37 | Brèche lithique hétérogranulaire à matrice fluidale. Affleurement de surface (CA-04-02-07). Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle blanche de 1000 µm.. | 104 |
| 4.38 | Fragment de socle entouré par les phyllosilicates donnant un aspect fluidal. Affleurement de surface (CA-04-02-07). Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle blanche de 1000 µm..... | 104 |
| 4.39 | Contact irrégulier entre le conglomérat polymictique de la couverture sédimentaire (à gauche) et le socle bréchique impacté (à droite). Forage CAR201 - profondeur 14.1 m. Photo en lumière naturelle. Échelle donnée par la pointe du crayon en haut à droite..... | 106 |
| 4.40 | Contact entre le conglomérat de base (à droite) et le socle bréchique (à gauche). Forage CAR201 – profondeur 14.1 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 1000 µm..... | 106 |
| 4.41 | Contact entre le conglomérat de base (à droite) et le socle bréchique (à gauche). Forage CAR201 – profondeur 14.1 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle noire de 1000 µm..... | 106 |

| Figure | Page |
|---|------|
| 4.42 PDFs traversant l'auréole de nourrissage d'un grain de quartz du conglomérat de base. Forage CAR201 - profondeur 11.9 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 100 µm..... | 107 |
| 4.43 Grain de quartz tronçonné dans le conglomérat de base cataclasé. Forage CAR201 - profondeur 11.9 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 500 µm..... | 108 |
| 4.44 Galet de quartz tronçonné appartenant au conglomérat de base du Sous-Groupe de William River (Bloc CA04-05-03)..... | 108 |
| 4.45 Conglomérat de base à galets mono- et poly-cristallins de quartz sub-arrondis. Affleurement de surface CA-04-05-04. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 1000 µm..... | 109 |
| 4.46 Grès de la couverture sédimentaire non déformé de la structure de Carswell. Forage DGC1 – profondeur 425 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 500 µm..... | 111 |
| 4.47 Quartz détritiques avec joint triple dans la couverture sédimentaire de la structure de Carswell. Forage DGC1 – profondeur 599 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 500 µm..... | 111 |
| 4.48 Fracturation due au passage de l'onde de choc dans les grès de Coconino provenant de l'astrobème de Barringer (ou Meteor Crater en Arizona). Photo extraite de French, 1998, lumière naturelle..... | 111 |
| 4.49 Brèche à matrice verte très fine et à fragments sédimentaires dans une formation du Sous-Groupe de William River. Forage DGC1 – profondeur 363,5 m. Lumière naturelle..... | 112 |
| 4.50 Fragments de roche sédimentaire dans un niveau de brèche lithique du Sous-Groupe de William River. Forage DGC1 – profondeur 363,5 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle noire de 2000 µm..... | 113 |
| 4.51 Fragments de roche sédimentaire dans un niveau de brèche lithique du Sous-Groupe de William River. Forage DGC1 – profondeur 363.5 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 2000 µm..... | 113 |
| 4.52 Conglomérat à nodules de chert dans un ciment de dolomie de la Formation de Carswell injecté par des <i>siltstones</i> rouges de la Formation de Douglas. Affleurement CA-04-10-08 situé à la base de la Formation de Carswell. Échelle donnée par le crayon à gauche de la photo..... | 114 |

| Figure | | Page |
|--------|---|------|
| 4.53 | <i>Siltstone</i> dolomitique de la Formation de Douglas injecté dans les dolomies de la Formation de Carswell (parallélépipèdes gris). Affleurement CA-04-10-07 situé à la base de la Formation de Carswell. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 2000 µm..... | 114 |
| 4.54 | Falaise de dolomie de la Formation de Carswell au nord-est de la structure dans le lac Carswell (au niveau de l’affleurement CA-04-12-07). Les traits noirs soulignent les failles nord-est sud-ouest associées à la zone de faille du lac Carswell..... | 115 |
| 4.55 | Stromatolite solitaire de plus de 1 m de hauteur dans la Formation de Carswell. Affleurement CA04-07-01..... | 115 |
| 4.56 | Colonie de stromatolites vue du dessus dans la Formation de Carswell. Affleurement CA04-10-06..... | 115 |
| 4.57 | Détail d’un banc de dolomie oolithique de la Formation de Carswell. Affleurement CA04-10-03. Échelle graduée en centimètres..... | 117 |
| 4.58 | Oolithe à cortex radiaire, couches externes concentriques et nucléus de carbonates + quartz. Affleurement CA-04-12-01. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 500 µm..... | 117 |
| 4.59 | Calcaire oolithique de la Formation de Carswell. Affleurement CA-04-12-01. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle blanche de 2000 µm..... | 117 |
| 4.60 | Brèche dolomitique synsédimentaire de la Formation de Carswell. Affleurement CA04-04-03. Échelle donnée par la flèche marquant le nord : 10 cm de haut..... | 118 |
| 4.61 | Brèche synsédimentaire de dolomie stromatolitique. Affleurement CA04-04-03. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 2000 µm..... | 118 |
| 4.62 | Affleurement fracturé de grès du Groupe d’Athabasca au bord de la rivière Douglas (CA04-15-05). La masse (au centre) est longue de 25 centimètres..... | 119 |
| 4.63 | Grès rouge conglomératique. Affleurement CA04-15-02..... | 120 |
| 4.64 | Grains de quartz détritiques avec joints triples. Affleurement CA04-15-02. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 500 µm..... | 120 |
| 4.65 | Diabase à texture ophitique. Affleurement CA04-15-01. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 1000 µm..... | 120 |
| 4.66 | Injection d’une brèche fragmentaire à matrice chloriteuse (au centre) dans une brèche à matrice fluidale (en haut à droite et en bas à gauche). Forage DGS14 – profondeur 701.4 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle rouge de 1000 µm..... | 122 |

| Figure | Page |
|--|------|
| 5.1 Carte des anomalies gravimétriques de Bouger de la structure de Carswell (modifiée de Innes, 1964)..... | 126 |
| 5.2 Coupe des anomalies gravimétriques de Bouger au travers de la structure de Carswell. Le trait de coupe est visible sur la figure 5.1..... | 127 |
| 5.3 Modélisation numérique en 3 dimensions des anomalies gravimétriques circulaires de la structure de Carswell..... | 127 |
| 5.4 Carte des anomalies gravimétriques de Bouger corrigées de la dérive verticale (d'après Geological Atlas of Saskatchewan - CD-ROM version 6)..... | 129 |
| 5.5 Carte du champ magnétique total dans l'ouest du bassin d'Athabasca. Les données aéromagnétiques proviennent de la base de données de la Commission Géologique du Canada et du Groupe AREVA..... | 132 |
| 5.6 Modélisation des variations de profondeur de la discordance..... | 134 |
| 5.7 Profil schématique de la discordance depuis le sud du pic central de la structure de Carswell jusqu'au district de Shea Creek..... | 136 |
| 6.1 Relation entre le diamètre du pic central D_p en fonction du diamètre D de structures d'impact complexes (Pike, 1985)..... | 140 |
| 6.2 Relation entre le diamètre de l'anneau de pics interne D_{pr} en fonction du diamètre total D de plusieurs structures d'impact météoritiques (Melosh, 1989)..... | 141 |
| 6.3 Coupe schématique d'une structure d'impact complexe (Melosh, 1989)..... | 141 |
| 6.4 Coupe schématique d'une structure complexe d'après Rondot (1994)..... | 142 |
| 6.5 Coupe schématique d'une structure d'impact complexe (Grieve, 1998)..... | 143 |
| 6.6 Terminologie des dimensions des structures d'impact (Turtle <i>et al.</i> , 2005)..... | 144 |
| 6.7 Modèle d'élévation digital (DEM) de la structure de Carswell. Cette image en 3 dimensions de la topographie a été réalisée avec le logiciel Global Mapper d'après les données de Géobase (www.geobase.ca)..... | 145 |
| 6.8 Coupe du cratère transitoire, dont la forme théorique est une parabole (d'après Melosh, 1989)..... | 147 |
| 6.9 Estimation de l'élévation stratigraphique SU de la structure de Carswell..... | 149 |
| 7.1 Modèle de formation de la structure de Carswell pour un impact post-Athabasca... | 155 |
| 7.2 Modèle de formation de la structure de Carswell pour un impact pré-Athabasca.... | 157 |

Figure

Page

| | | |
|-----|--|-----|
| 7.3 | Modèle conceptuel de la genèse des gîtes d'uranium associés à des discordances (d'après Ruzicka, 1996)..... | 163 |
|-----|--|-----|

LISTE DES TABLEAUX

| Tableau | Page |
|---|------|
| 1.1 Formations présentes dans l'ouest du bassin d'Athabasca (Mésoprotérozoïque). Nomenclature d'après Ramaekers (1990), Ramaekers <i>et al.</i> (2001) et Collier <i>et al.</i> (2001)..... | 9 |
| 1.2 Présentation des datations rencontrées dans la littérature..... | 13 |
| 2.1 Critères de classification des impactites (traduit de French, 1998)..... | 34 |
| 2.2 Pression de choc et effets associés (traduit de French, 1998)..... | 39 |
| 2.3 Pressions et déformations associées au métamorphisme de choc dans les roches et minéraux des lithologies quartzofeldspathiques (traduit de Gibson et Reimold, 2005)..... | 39 |
| 2.4 Orientation cristallographique des microstructures planaires dans le quartz selon les plans des indices de Miller en fonction de l'intensité du métamorphisme de choc (traduit de Stöffler et Langenhorst, 1994). PFs : fractures planaires ; PDFs : figures de déformation planaire..... | 42 |
| 3.1 Datations des impactites de Carswell..... | 67 |
| 4.1 Distribution des lames minces étudiées pour l'analyse pétrographique..... | 79 |
| 6.1 Mesures morphométriques effectuées par Pike (1985) sur 25 structures d'impact complexes terrestres..... | 139 |
| 6.2 Estimation du diamètre du cratère transitoire (D_{ct}) de la structure de Carswell si l'astroblème est post-Athabasca et le niveau d'érosion de l'astroblème est de 500 mètres (Pagel, 1975)..... | 147 |
| 6.3 Évaluation du diamètre d'origine (D) de la structure de Carswell en fonction du diamètre du cratère transitoire (D_{ct}) si l'astroblème est post-Athabasca..... | 148 |
| 6.4 Évaluation du diamètre (D) de la structure de Carswell en fonction du diamètre de la remontée centrale (D_{cu})..... | 148 |
| 6.5 Évaluation du diamètre (D) de la structure de Carswell avant érosion en fonction de l'élévation stratigraphique (SU)..... | 149 |
| 6.6 Évaluation du diamètre (D) de la structure de Carswell avant érosion en fonction du diamètre de l'anneau de pics..... | 150 |

RÉSUMÉ

L'astroblème de Carswell (Saskatchewan, Canada) s'exprime par une structure circulaire au centre des plus jeunes dépôts du bassin protérozoïque d'Athabasca. Cette structure en synforme est composée d'un cœur de socle métamorphique paléoprotérozoïque de 18 kilomètres de diamètre, entouré par deux anneaux sédimentaires de grès et de dolomie mésoprotérozoïques. Des gisements uranifères prennent place au niveau de la discordance entre le socle et la couverture sédimentaire. D'après des datations isotopiques Ar-Ar et K-Ar réalisées par des études antérieures, son âge serait compris entre 515 et 115 Ma. Nos travaux montrent que l'âge et le rôle de l'impact météoritique dans l'évolution paléogéographique et métallogénique du bassin sont toujours problématiques. En effet, la fenêtre de socle centrale provient d'une remontée isostatique du fond du cratère dont les roches recèlent des indices macroscopiques et microscopiques de métamorphisme de choc générés à des pressions comprises entre 10 et 60 GPa. Selon l'âge attribué à l'impact, les sédiments du bassin devraient être affectés ; or le métamorphisme de choc se limite à la fenêtre de socle et à des fragments de quartz et de grès dans le conglomérat de base. La structure de Carswell pourrait donc avoir été formée par un impact lors des premiers stades de sédimentation du bassin ou par un impact pré-Athabasca. D'autre part, les données de géophysique révèlent la présence possible de remontées subsidiaires de socle aux environs de l'anneau de dolomie et permettent d'établir de nouveaux guides pour l'exploration des ressources en uranium. Enfin, à l'aide des connaissances acquises en impactologie au cours des deux dernières décennies, nous estimons le diamètre initial de la structure entre 60 et 120 kilomètres.

MOTS CLÉS : géologie, uranium, astroblème, métamorphisme de choc, Carswell.

INTRODUCTION

La structure d'impact météoritique de Carswell est située dans la partie ouest du bassin d'Athabasca, dans la province de la Saskatchewan au Canada. La collision qui a donné naissance à cette structure a causé une remontée isostatique instantanée du fond du cratère qui s'exprime par une fenêtre de socle au cœur de la structure. D'importants gisements uranifères apparaissent à la surface d'érosion actuelle au niveau de la discordance entre le socle métamorphique et les sédiments du bassin d'Athabasca. D'après des datations isotopiques Ar-Ar et K-Ar réalisées par des études antérieures, l'âge de l'impact serait compris entre 513 et 115 Ma (Wantless *et al.*, 1968 ; von Einsiedel, 1981 ; Bell, 1985 ; Bottomley *et al.*, 1990), bien après la mise en place des minéralisations en uranium située aux alentours de 1300 Ma (Clauer *et al.*, 1985). Nos travaux montrent cependant que l'âge et le rôle de l'impact météoritique dans l'évolution paléogéographique et métallogénique du bassin sont toujours problématiques. En effet, selon l'âge attribué à l'impact, les sédiments du bassin d'Athabasca devraient être affectés par d'importantes déformations ; or le métamorphisme de choc se limite à la fenêtre de socle et à son environnement immédiat dans le conglomérat à la base du bassin. Les travaux de Ey (1984) montrent que le système isotopique K-Ar des fractions fines de sédiments situés dans la structure de Carswell n'est pas affecté par le flux de chaleur que l'impact est supposé générer dans les roches impactées. Ces observations contredisent l'âge établi de la structure et permettent de prendre en considération une nouvelle hypothèse, celle d'un impact pré-Athabasca. Suivant cette nouvelle hypothèse, l'impact pourrait avoir des implications importantes sur le contrôle structural de certains gîtes uranifères.

Cette étude vise à déterminer l'influence de l'impact de Carswell sur la géologie environnante et sa possible relation avec les minéralisations uranifères du secteur. Grâce à nos recherches, nous apporterons quelques éléments de réponse au débat continu qui existe sur l'ambiguïté de l'âge de cette structure.

Après avoir rappelé sommairement le cadre géologique de la structure de Carswell (chapitre I) ainsi que les notions d'impactologie (chapitre II) qui seront nécessaires au lecteur pour la

compréhension des discussions, nous ferons l'état des connaissances sur cet astrolème (chapitre III) et identifierons les différentes questions qui restent à résoudre. Dans un quatrième chapitre, nous caractériserons la déformation et les brèches d'impact reliées à la structure de Carswell d'après les observations de terrain réalisées pendant la campagne d'été 2004, ainsi que par une étude pétrographique des échantillons rapportés. Le cinquième chapitre sera dédié à une analyse sommaire des données géophysiques régionales et des données de forage dans le but de repérer la signature de l'impact dans les anomalies magnétiques et gravimétriques et de dessiner un profil du socle sous la couverture sédimentaire. Puis, nous étudierons la morphologie de la structure en la comparant avec les modèles de dimensionnement des structures d'impact existant dans la littérature afin de mesurer la portée structurale de l'astrolème sur son environnement géologique. Enfin, le septième et dernier chapitre consistera à discuter des résultats obtenus au cours de nos travaux de recherche et à proposer un nouveau modèle sur la structure de Carswell.

CHAPITRE I

GÉOLOGIE

1.1 Géologie générale

La structure de Carswell se situe dans un bassin sédimentaire d'âge Mésoprotérozoïque, le bassin d'Athabasca, développé sur un socle archéen et paléoprotérozoïque.

1.1.1 Socle métamorphique

Le socle métamorphique présent sous les sédiments du bassin d'Athabasca appartient aux provinces tectoniques de Rae et de Hearne, des sous-ensembles de la Province du Churchill du bouclier précambrien canadien définis par Hoffman (1988, 1990). Ces provinces tectoniques (figure 1.1) sont composées principalement de roches archéennes qui ont été remaniées à différents degrés au cours du Paléoprotérozoïque (Lucas *et al.*, 1998). La Sous-Province de Hearne comprend essentiellement des gneiss archéens d'âges compris entre 3,5 et 2,60 Ga. La Sous-Province de Rae est constituée de roches de l'Archéen : des komatiites et des quartzites âgés de 3,0 à 2,8 Ga et des roches volcaniques calco-alcalines de 2,9 à 2,6 Ga. Des roches supra-crustales du Paléoprotérozoïque recouvrent les roches archéennes et correspondent aux roches méta-sédimentaires. Les roches de l'Archéen ont subi plusieurs orogénies successives mais seul l'orogène Trans-Hudsonien (1,8-1,7 Ga) affecte l'ensemble des roches archéennes et protérozoïques. Cet orogène aurait été marqué par une activité tectonique compressive reliée à la convergence des cratons de la Province du Churchill et de la Province du Supérieur (Lucas *et al.*, 1998). Les sous-provinces de Rae et de Hearne sont séparées par la Snowbird Tectonic Zone (figure 1.1) correspondant à une zone mylonitique de plusieurs kilomètres de large, associée à des corps lités à anorthosite-gabbro-pyroxénite et formée entre 1,85 et 1,82 Ga (Hoffman, 1990).

Le socle sous le bassin d'Athabasca est divisé en 3 domaines structuraux majeurs d'âge Archéen – Paléoprotérozoïque disposés en bandes d'orientation nord nord-est (figure 1.2 ; Ruzicka, 1996) : le domaine du Craton Occidental (ou Western Craton), la zone de Cree Lake et le Complexe de Rottenstone. La zone de Cree Lake est séparée des deux autres domaines par des zones de cisaillement, la zone de Virgin River à l'ouest et la zone de Needle Falls à l'est (figure 1.3 ; Baudemont et Fredorowich, 1996).

La déformation engendrée par l'orogène Trans-Hudsonien aurait cessé vers 1,69 Ga (Lucas, 1998), aboutissant ainsi à la formation de grands plis régionaux avec les roches archéennes exposées dans les anticlinaux et les méta-sédiments paléoprotérozoïques dans les synclinaux (figure 1.3 ; Baudemont et Fredorowich, 1996). De plus, les roches du socle ont subi un fort métamorphisme durant cet orogène qui a entraîné la formation d'assemblages minéralogiques du faciès des granulites, sur lequel se surimpose un faciès amphibolite (Baudemont et Fredorowich, 1996), puis un faciès schistes verts dû à une rétomorphose tardi-hudsonienne (Pagel et Svab, 1985 ; Pagel *et al.*, 1988, Halter *et al.*, 1988).

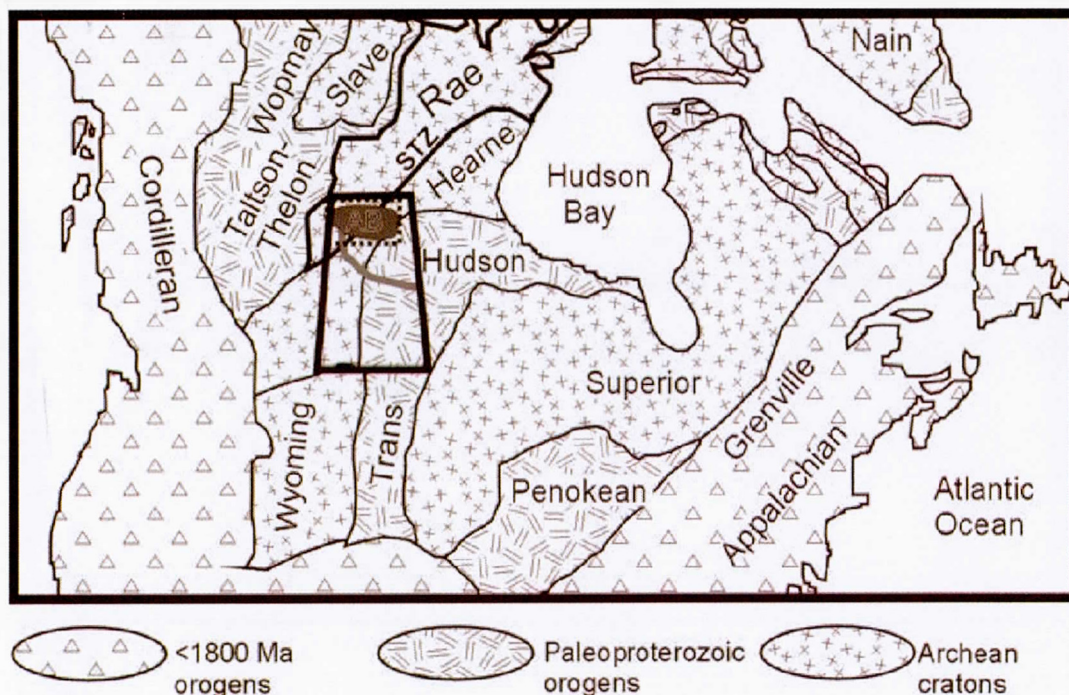


Figure 1.1 Carte des orogènes de l'Amérique du Nord (Card, 2001, modifiée de Hoffman, 1988). La Sous-Province de Rae est soulignée par une ligne noire d'épaisseur moyenne et est séparée de la Sous-Province de Hearne par la Snowbird Tectonic Zone (STZ). La ligne grise correspond à la limite de la couverture phanérozoïque. Les frontières de la Saskatchewan sont notées en trait noir gras et le bassin d'Athabasca (AB) est coloré en gris et est encadré par une ligne en pointillés.

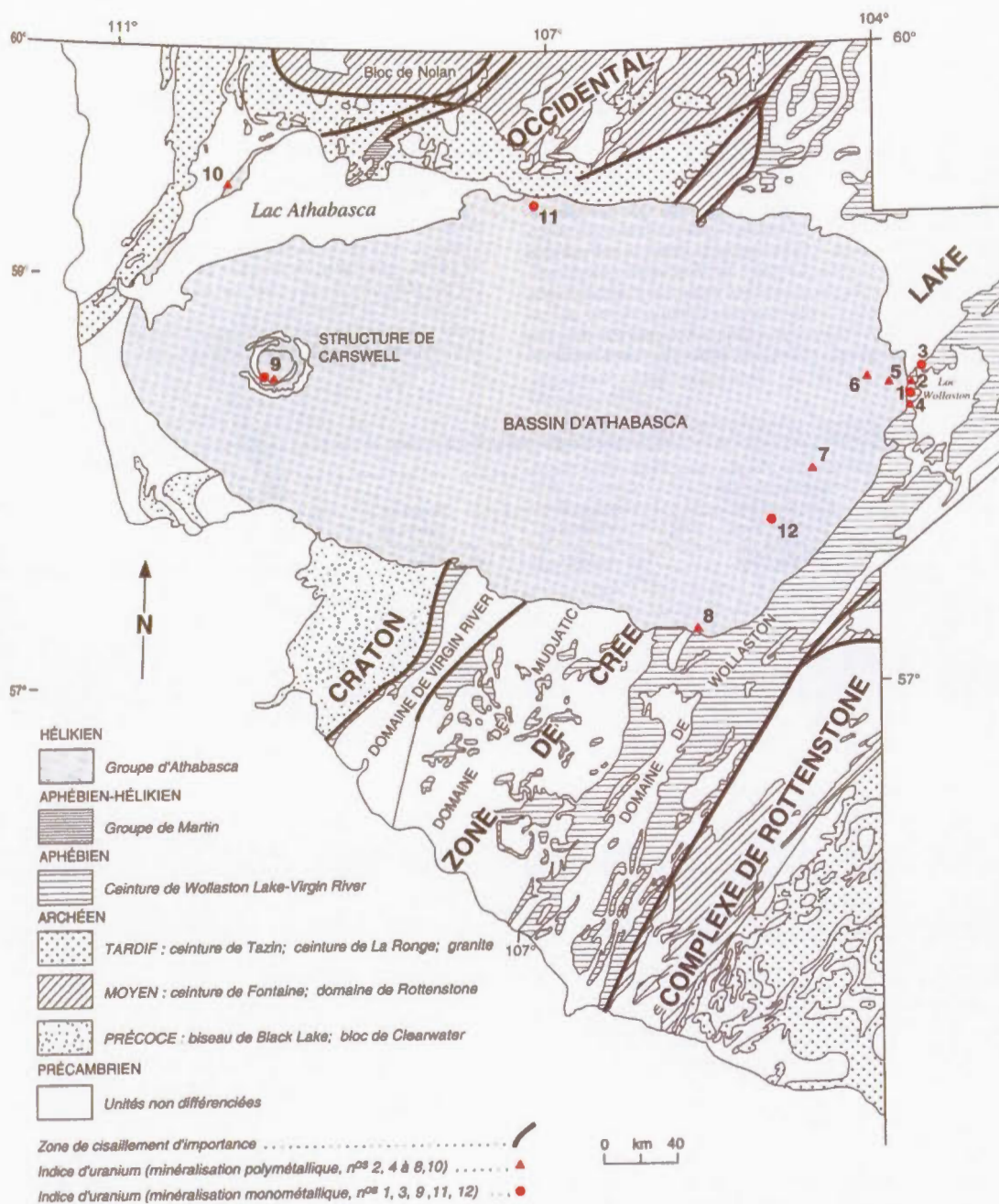


Figure 1.2 Le bassin d'Athabasca et les principaux domaines structuraux du socle métamorphique sous-jacent (d'après Ruzicka, 1996). Cette carte présente aussi la localisation de la structure de Carswell et des gisements d'uranium : 1 – Rabbit Lake ; 2 – Collins Bay «A» et «B» ; 3 – Eagle Point ; 4 – Raven et Horseshoe ; 5 – McClean Lake ; 6 – Midwest Lake et Dawn Lake ; 7 – Cigar Lake ; 8 – Key Lake ; 9 – gisements présents dans la structure de Carswell (Cluff Lake «D», Dominique-Peter, Claude, Cluff Lake «OP» et Dominique-Janine) ; 10 – Maurice Bay ; 11 – Fond-du-Lac ; 12 – McArthur River (P2 North).

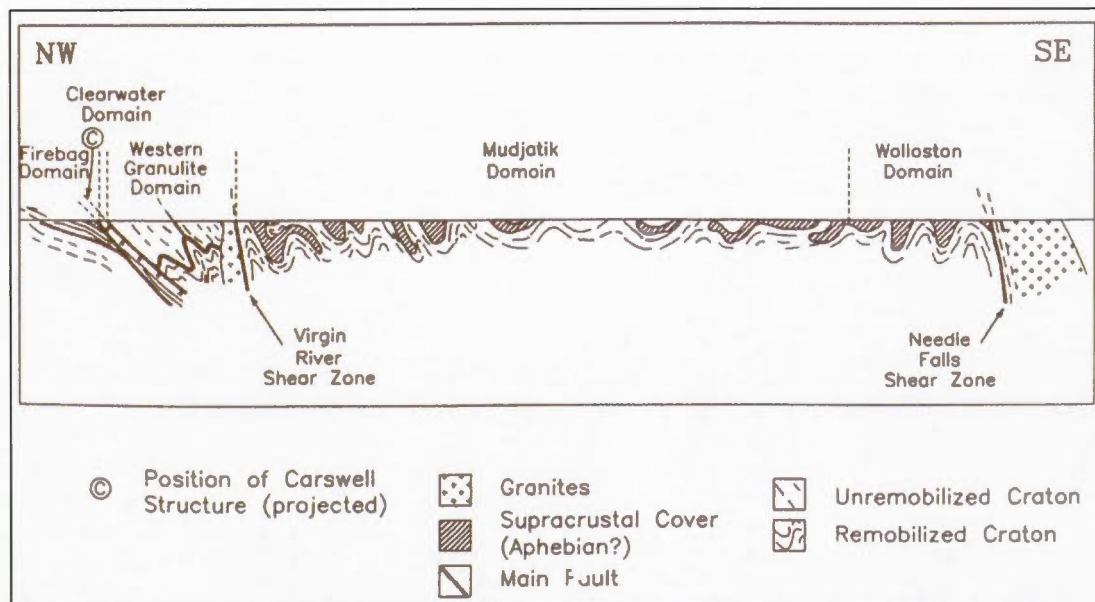


Figure 1.3 Coupe schématique du socle métamorphique avant le dépôt du bassin d'Athabasca et localisation des principaux domaines structuraux des provinces tectoniques de Rae et de Hearne (Baudemont et Fredorowich, 1996, modifiée de Lewry et Sibbald, 1980).

À la fin de l'orogénèse trans-hudsonienne, vers 1,7 Ga, les roches du socle ont subi une longue période d'érosion avant d'être recouvertes par les sédiments du Groupe d'Athabasca (Hoeve, 1977 ; Hoeve et Sibbald, 1978 ; Macdonald, 1985). De ce fait, le socle a été soumis à une altération profonde de type latéritique qui a généré un paléosol, aussi appelé régolite, soulignant le contact discordant sédiments / socle.

1.1.2 Bassin d'Athabasca et séries sédimentaires

Le bassin d'Athabasca est un bassin intra-cratonique qui s'est formé au Mésoprotérozoïque. Les séries sédimentaires appartenant au Groupe d'Athabasca (figure 1.4 et tableau 1.1) et comblant progressivement le bassin sont composées principalement de grès quartzique d'origine fluviale à marine peu profonde (Ramaekers, 1990 ; Ramaekers *et al.*, 2001 ; Collier *et al.*, 2001). Les formations à la base du bassin, celles de Fair Point et de Manitou Falls, comprennent essentiellement des conglomérats et des grès. Les formations sus-jacentes, exception faite de la formation supérieure de Carswell, se composent majoritairement de grès, de grès conglomératiques, de siltstones et de mudstones interlités. La Formation de Carswell comprend des dolomies stromatolitiques et oolithiques correspondant aux plus jeunes dépôts affleurant dans le bassin.

L'étude sur la cristallinité des minéraux argileux dans les zones d'altération diagénétique liée à la couverture sédimentaire a permis de déterminer une épaisseur de sédiments allant de 4 à 5 kilomètres dans le bassin d'Athabasca (Pagel, 1983), dont il ne resterait aujourd'hui qu'environ 2000 mètres.

Des dykes de gabbro, datés à environ 950 Ma (Wanless *et al.*, 1979 ; tableau 1.2), et des dykes de diabase, datés à 1,23 Ga (Armstrong *et al.*, 1988 ; tableau 1.2), recoupent les roches du Groupe d'Athabasca.

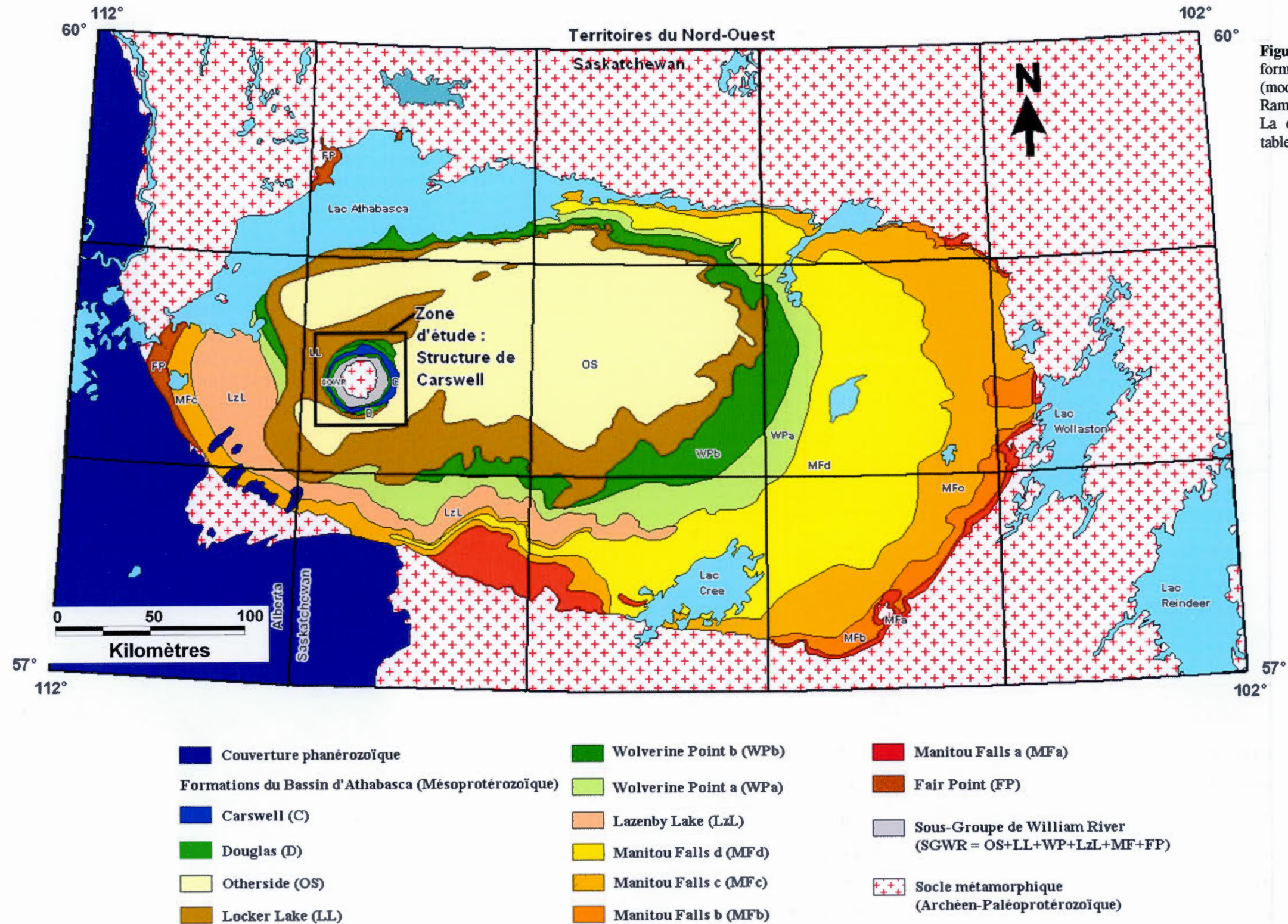


Tableau 1.1 Formations présentes dans l'ouest du bassin d'Athabasca (Mésoprotérozoïque)

| Groupe | Sous-Groupe | Formation | Environnement de dépôt | Description |
|--------------------|------------------------------|-------------------|---|---|
| Groupe d'Athabasca | Sous-Groupe de Points Lake | Carswell | Marin dans faible profondeur d'eau / Lacustre | Dolomies à lentilles stromatolitiques et oolithiques |
| | | Douglas | Fluvatile | Grès fins, siltstones plus ou moins carbonatés et pélites |
| | Sous-Groupe de William River | Otherside | Fluvatile | Grès fins, siltstones et galets de quartz à la base de la formation |
| | | Locker Lake | Fluvatile | Principalement des grès conglomératiques à galets de quartz ; siltstones et mudstones plus rarement |
| | | Discordance | | |
| | | Wolverine Point b | Fluvatile | Grès moyens intercalés avec siltstones et mudstones |
| | | Wolverine Point a | Fluvatile | Principalement des grès fins à moyens et quelques bancs de siltstones et mudstones intercalés |
| | | Lazenby Lake | Fluvatile | Grès quartziques conglomératiques à galets de quartz jusqu'à 3 cm |
| | | Manitou Falls d | Fluvatile | Grès moyens à fins |
| | | Manitou Falls c | Fluvatile | Grès et conglomérats à galets de quartz |
| | | Manitou Falls b | Fluvatile proximal (chenal principal) | Grès conglomératique |
| | | Manitou Falls a2 | Fluvatile distal | Grès moyens avec >1% d'intraclastes d'argile |
| | | Manitou Falls a1 | Fluvatile | Grès moyens à laminations obliques et quelques bancs de conglomérats vers le toit de la formation |
| | | Discordance | | |
| | | Fair Point | Fluvatile | Conglomérats et grès quartziques conglomératiques à galets de quartz arrondis |

Note : Nomenclature d'après Ramaekers (1990), Ramaekers *et al.* (2001) et Collier *et al.* (2001)

1.1.3 Minéralisations uranifères de type discordance

Le bassin d'Athabasca a été le siège de la circulation de fluides qui ont conduit à la formation de gisements très riches en uranium (Sibbald et Petruk, 1985 ; Cameron, 1983 ; Pagel et Svab, 1985 ; Ruzicka, 1996 ; figure 1.2). Ces gisements d'uranium sont de type discordance, ils sont situés à proximité ou directement à l'interface entre le socle et les sédiments. L'origine de l'uranium est encore débattue : il proviendrait soit du lessivage par les fluides météoriques de l'uranium présent dans les grès du bassin (Pagel et Jaffrezic, 1977 ; Hoeve et Sibbald, 1978 ; Kotzer et Kyser, 1995), soit du lessivage de l'uranium présent dans le socle (Pagel et Svab, 1985 ; Hecht et Cuney, 2000 a et b), ou encore des deux à la fois (Lorilleux *et al.*, 2000 ; Freiburger et Cuney, 2003). Ces fluides sont ensuite acheminés jusqu'à un piège structural et chimique (Ruzicka, 1996), généralement une zone fracturée dans les roches méta-sédimentaires du socle qui contiennent du graphite et permettent la précipitation de l'uranium (figure 1.5). L'uranium est principalement sous la forme de pechblende, d'uraninite et de coffinite.

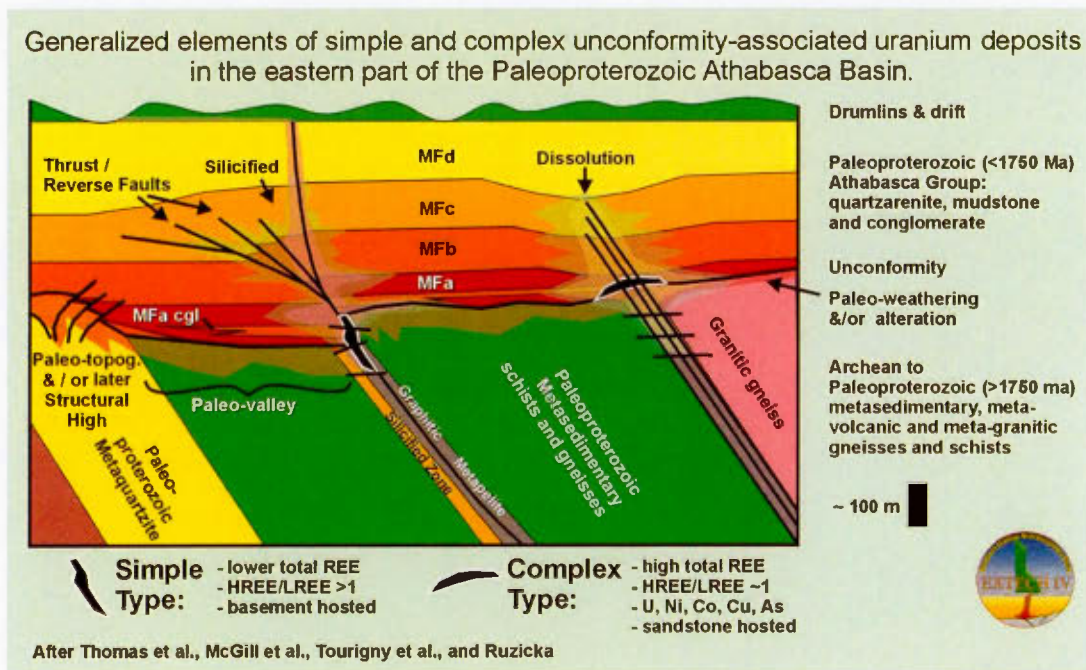


Figure 1.5 Modélisation des gisements d'uranium de type discordance dans l'est du bassin d'Athabasca (résultats actuels des sous-projets de EXTECH IV, extrait de http://www.nrcan.gc.ca/gsc/mrd/extech4/index_f.html).

Le modèle génétique actuellement admis distingue deux types de minéralisations (Sibbald et Petruk, 1985 ; Ruzicka, 1996 ; figure 1.5) :

- le type simple comprend des minéralisations monométalliques (U), pauvres en terres rares (REE) mais néanmoins plus riches en terres rares lourdes (HREE) qu'en terres rares légères (LREE). Ces gisements apparaissent sous forme de filons et d'amas sur la discordance sédiments / socle, toujours au voisinage de niveaux de graphite dans le socle. Les filons montrent un fort contrôle structural par des failles inverses ou normales et les amas se retrouvent parfois sous la discordance, au voisinage d'intersections de failles, ou au-dessus de la discordance en interaction avec les fluides météoriques. Selon Genest (communication personnelle 2006), les failles qui contrôlent la distribution de la minéralisation étaient probablement actives pendant la sédimentation du Groupe d'Athabasca car elles ne recoupent pas toute la pile sédimentaire.
- le type complexe correspond à des minéralisations polymétalliques (U, Ni, Co, As) riches en REE, en proportions égales entre LREE et HREE. Ces gisements se situent directement sur la discordance socle / sédiments et la nature polymétallique est mise en relation avec la présence d'un régolite.

Les datations obtenues sur les gisements donnent des âges compris entre 1,3 Ga et 250 Ma (Tona *et al.*, 1985 ; Bell, 1985 ; Cumming et Krstic, 1992 ; tableau 1.2 et figure 1.6). L'âge communément admis de formation des minéralisations uranifères du bassin d'Athabasca est de 1,35 à 1,4 Ga, les âges plus tardifs compris entre 1,2 Ga et 250 Ma correspondant à des remobilisations successives (Cumming et Krstic, 1992). La mise en place des gisements est considérée comme étant polyphasée ; des remobilisations multiples auraient été conduites par des fluides présentant des températures de 150 à 200°C et une forte salinité (Kotzer et Kyser, 1995 ; Renac *et al.*, 2002). Ces fluides résulteraient du mélange entre des fluides oxydant du bassin, mis en convection libre, et des fluides réducteurs provenant du socle et issus de processus métamorphiques (Raffensperger et Garven, 1995 ; Kotzer et Kyser, 1995). La précipitation de l'uranium aurait lieu à l'interface entre le socle et les sédiments, la discordance jouant un rôle de barrière naturelle d'oxydoréduction. Les altérations associées aux minéralisations sont souvent très intenses mêlant une silicification et une dissolution des couches sédimentaires sus-jacentes par des fluides météoriques (Jébrak, 2003). L'altération du socle au voisinage de la discordance peut atteindre 200 mètres de profondeur et est soulignée par une zone à chlorite massive avec destruction des textures métamorphiques préexistantes.

Le bassin d'Athabasca produit 30 % de l'uranium mondial (Jébrak, 2003). Les teneurs varient de 0,3 à 4 % d'uranium, et peuvent atteindre plus de 12 % d'uranium à Cigar Lake et McArthur River (localisation sur la figure 1.2). Les tonnages peuvent atteindre jusqu'à 5 Mt de minerai brut.

Tableau 1.2 Présentation des datations rencontrées dans la littérature

| Roche analysée | Méthode utilisée | Minéral analysé | Âge obtenu | Auteurs de la datation | Auteurs de la citation | Interprétation des auteurs |
|---|--------------------|----------------------------------|---------------------------------|--|---|---|
| Gneiss quartzofeldspathique (complexe de Earl River) | U – Pb | Zircon | 2320 Ma | Bell, 1985 | | Magmatisme à l'origine de la formation des granitoïdes (référence à un événement de Donaldson Lake) |
| Gneiss quartzofeldspathique (complexe de Earl River) | U – Pb | Zircon | 2130 Ma | Bell, 1985 | | |
| Gneiss quartzofeldspathique (complexe de Earl River) | Rb – Sr | Roche totale | 2000 Ma | Bell, 1985 | | |
| Gneiss à grenat et cordiérite | K – Ar | Biotite | 1973 Ma | Tapaninen, 1976 | Bell, 1985 | Age du socle |
| Gneiss quartzofeldspathique (complexe de Earl River) | Rb – Sr | Roche totale | 1880 Ma | Bell, 1985 | | Métamorphisme des granitoïdes du complexe de Earl River → minéralisation uranifère syngénétique |
| Métapélites (gneiss de Peter River) | Rb – Sr | Roche totale | 1750 Ma | Bell, 1985 | | Phase principale du métamorphisme Hudsonien → minéralisation uranifère épigénétique |
| Formation de Wolverine Point (b) | Rb – Sr | | 1430 ± 30 Ma 1513 ± 24 Ma | Armstrong et Ramaekers., 1985 Bell et Blenkinsop, 1981 | Tona <i>et al.</i> , 1985 | Âge maximum de déposition des sédiments du Groupe Athabasca |
| Halo d'altération des sédiments d'Athabasca dans zone de cisaillement | K – Ar | Illites fraction argileuse < 2µm | 1293 ± 36 Ma et 1222 ± 52 Ma | Clauer <i>et al.</i> , 1985 | | Diagenèse et métamorphisme peuvent avoir remis à 0 le rapport K – Ar donc l'âge se réfère à de l'hydrothermalisme intensif ayant affecté à la fois le socle et la couverture sédimentaire dans la structure de Carswell |
| Formation de Douglas | K – Ar | Illites | 1292 ± 27 Ma | Clauer <i>et al.</i> , 1985 | | |
| Socle altéré | K – Ar | Minéraux micacés | 1280 Ma | Stevens <i>et al.</i> , 1982 | Clauer <i>et al.</i> , 1985 | |
| Grès non tectonisés du Groupe Athabasca et Formation de Douglas | K – Ar | Fraction argileuse < 2µm | 1260 Ma | Ey, 1984 | | Épisode tectonique et hydrothermal à l'origine des minéralisations en uranium |
| Minéralisation | U – Pb | | De 1050 Ma à 1150 Ma | Devilliers et Nordmann, 1974 ; Bellon <i>et al.</i> , 1976 ; Gancarz, 1979 ; Bell, 1985 | Tona <i>et al.</i> , 1985 | Épisode de minéralisation le plus important dans la structure (Ruhlmann, 1985) et assimilable à l'épisode qui a donné les minéralisations de Rabbit Lake, Midwest Lake, Key Lake et Collins Bay zone B dans le bassin d'Athabasca |
| Altération | K – Ar | Séricite | 988 Ma | Tapaninen, 1976 | Bell, 1985 | Altération hydrothermale après le dépôt du Groupe d'Athabasca |
| Dykes de diabase | Rb – Sr Rb – Sr | | 1236 ± 38 Ma 1310 ± 80 Ma | Armstrong <i>et al.</i> , 1988 Armstrong et Ramaekers, 1985 | Collier <i>et al.</i> , 2001 | Ces dykes recoupent les horizons successifs de la couverture sédimentaire d'Athabasca donc âge de dépôt plus vieux |
| Dykes de gabbro | K – Ar K – Ar | Roche totale | 949 ± 33 Ma 950 ± 35 Ma | Wanless <i>et al.</i> , 1979 | Tona <i>et al.</i> , 1985 Bell, 1985 | |
| Minéralisation | U – Pb | | De 820 à 918 Ma | Bell, 1985 ; Wendt <i>et al.</i> , 1978 | Tona <i>et al.</i> , 1985 | Hydrothermalisme et minéralisation des dépôts |
| Brèches de Cluff | K – Ar | | De 365 à 513 Ma | Currie, 1969 ; von Einseidel, 1981 ; Bell, 1985 | Tona <i>et al.</i> , 1985 | Âge de formation des brèches de fractures jusqu'à maintenant interprété comme l'âge de la structure de Carswell |
| Brèches de Cluff | K – Ar | | 480 Ma | Geological Survey of Canada | Bell, 1985 | Épisode de mylonitisation (Wanless <i>et al.</i> , 1968) |
| Minéralisation | U – Pb | | De 250 à 380 Ma | Wendt <i>et al.</i> , 1978 ; Worden <i>et al.</i> , 1981 ; Tremblay, 1972 ; Bell, 1985 | Tona <i>et al.</i> , 1985 | Épisode observé dans les gneiss du socle et les grès, remobilisation de l'épisode à 1050 Ma |
| Verre d'impactite | Ar – Ar | | 115 ± 10 Ma | Bottomley, 1982 | Bottomley <i>et al.</i> , 1990 | Âge de formation de la structure de Carswell ; mais un épisode hydrothermal tardif aurait potentiellement entraîné un rajeunissement de cet âge par perte en Ar |

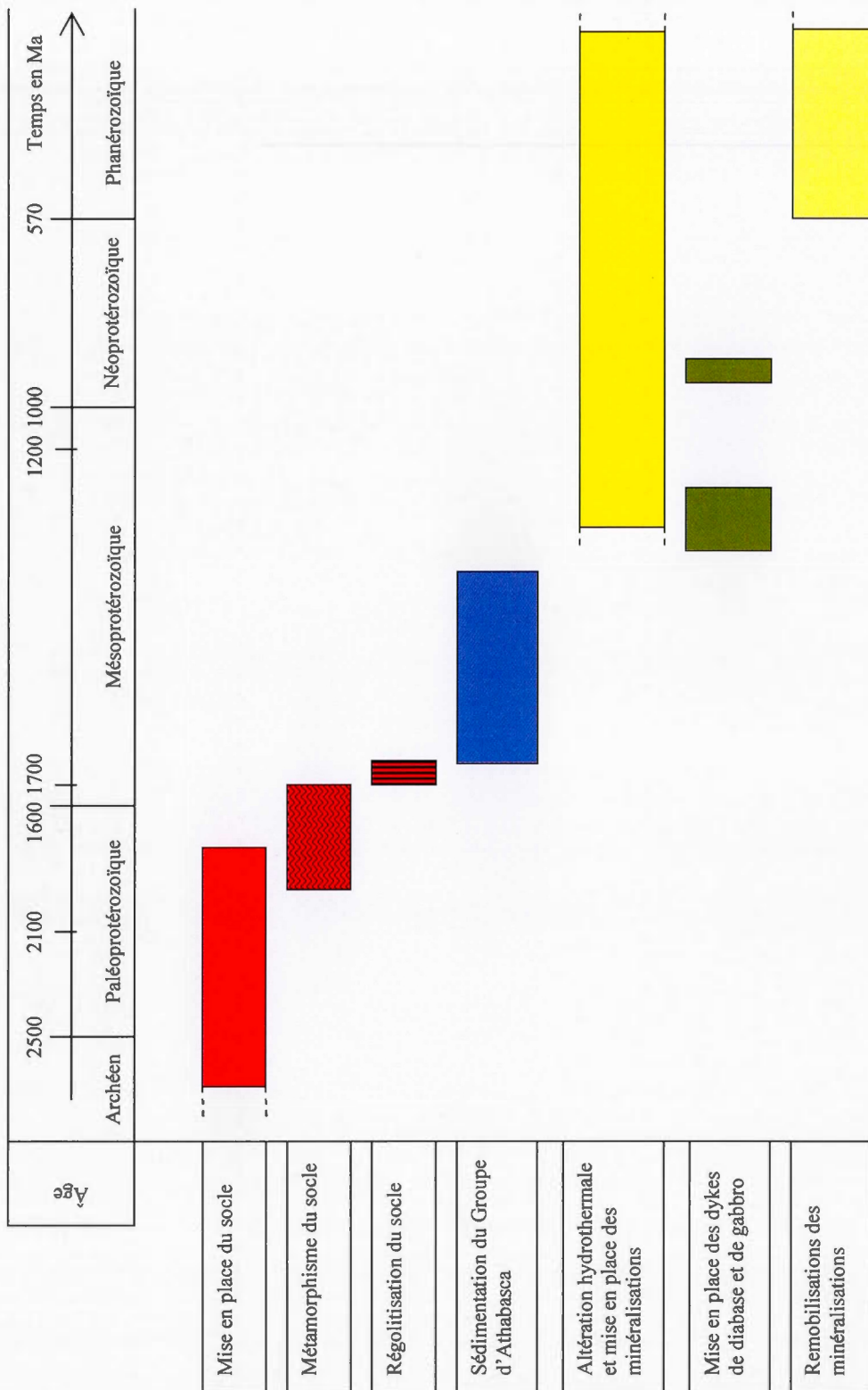


Figure 1.6 Histoire géologique du bassin d'Athabasca établie d'après les datations données dans le tableau 1.2.

1.2 Géologie de la structure de Carswell

La structure circulaire de Carswell se situe dans la partie occidentale du bassin d'Athabasca, au milieu de ses plus jeunes dépôts sédimentaires (localisation sur les figures 1.2, 1.3, et 1.4). Elle a été identifiée comme une structure d'impact météoritique dans les années '60 grâce à la présence de figures de déformations lamellaires dans les minéraux du socle (Innes, 1964 ; Currie, 1967 ; Currie, 1968 ; Pagel, 1975 ; Harper, 1983 ; Pagel *et al.*, 1985) et de *shatter cones* (Bassaget et Camps, 1973). Son origine exogène est toutefois restée longtemps débattue (cf. chapitre III - partie 3.2).

La structure de Carswell se situe au carrefour de structures tectoniques majeures, entre les domaines structuraux de Firebag et de Clearwater, une partie du craton archéen non ou faiblement remobilisée pendant l'orogène Trans-Hudsonien à la différence des domaines orientaux, à l'est de la zone de cisaillement de Virgin River (Baudemont et Fredorowich, 1996 ; figure 1.3).

Cette structure de 39 kilomètres de diamètre se subdivise en trois parties qui se distinguent par leur nature lithologique et leur grade métamorphique (figure 1.7) :

➤ Au centre de la structure circulaire, les roches métamorphiques du socle affleurent grâce à une remontée comprise entre 800 et 1200 mètres de hauteur par rapport à la base du bassin (Baudemont et Fredorowich, 1996 ; figure 1.8). Ceci correspond à la hauteur minimale du rebond élastique généré par l'impact (discuté par l'auteur dans la partie 6.2). Le cœur de la structure est composé par les gneiss du Complexe de Earl River et les gneiss de Peter River. Les gneiss de Peter River sont alumineux et reposent sur ceux du Complexe de Earl River qui sont composés d'un mélange de gneiss quartzofeldspathiques et de gneiss basiques à amphiboles (Lainé, 1984 ; Pagel et Svab, 1985). Des intrusions de granitoïdes et de pegmatoïdes sont communes dans ces deux séries gneissiques et correspondent à l'anatexie *in situ* des roches méta-sédimentaires lors de l'orogénèse trans-hudsonienne.

➤ La dépression périphérique est constituée par les sédiments du Sous-Groupe de William River, depuis la Formation de base de Fair Point jusqu'à la Formation de Otherside (tableau 1.1). Un conglomérat de base entoure le socle sur une épaisseur de 3 à 11 mètres, succédé par des grès qui forment un premier anneau sédimentaire autour de la remontée centrale (Harper, 1983). Les données de forages montrent une fracturation importante des sédiments du Sous-Groupe de William River et une stratification dont l'orientation générale est inclinée vers le centre de la structure (Baudemont et Fredorovich, 1996). Les grès en bordure de la fenêtre de socle présentent des pendages plus importants, principalement de 80° à sub-verticale et jusqu'à inversion de la stratigraphie avec 60° de pendage vers le centre de la structure (Harper, 1983 ; Ramaekers, 1990 ; mesures des pendages d'après la carte géologique de Lainé *et al.*, 1985 ; figure 1.8).

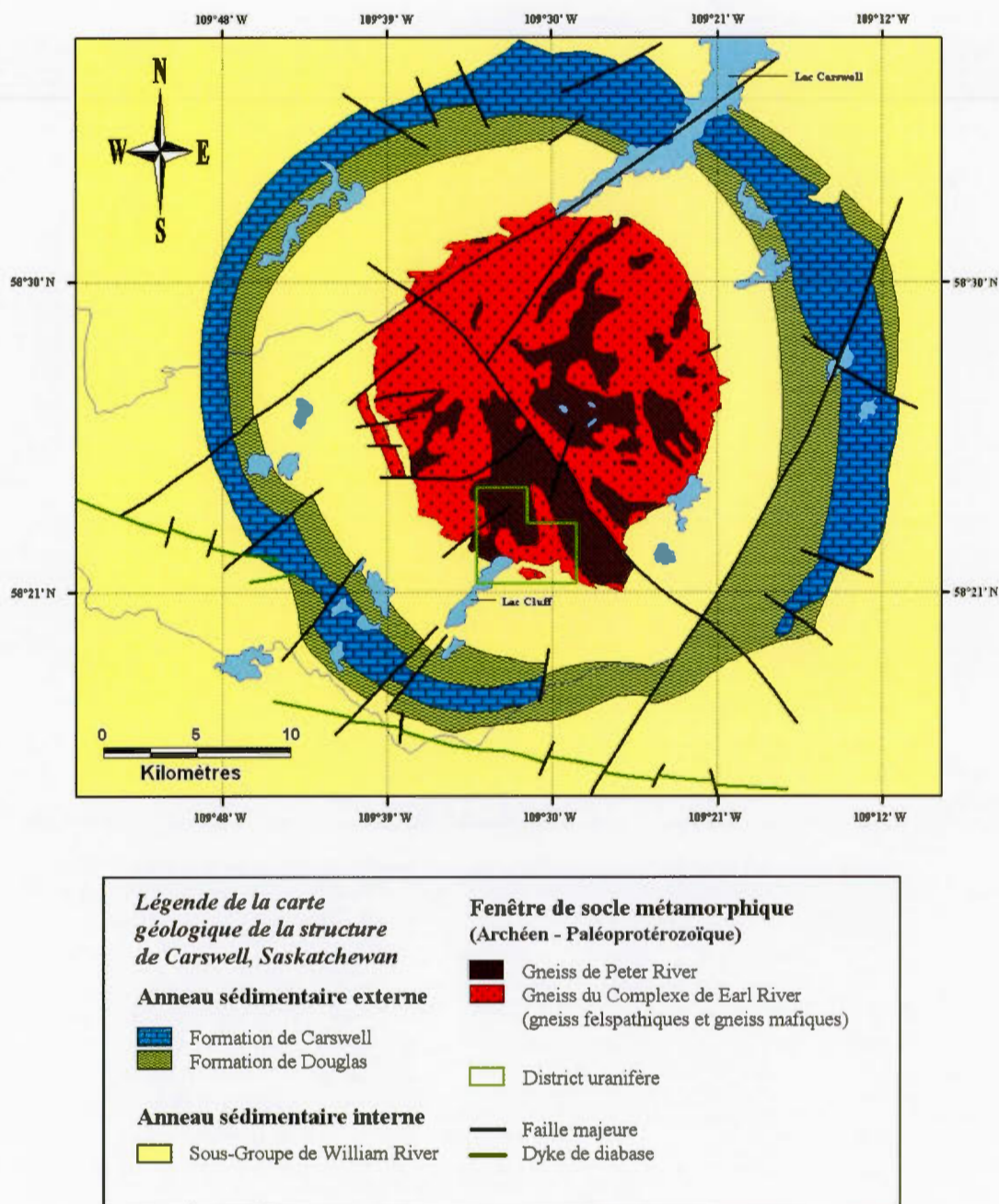


Figure 1.7 Carte géologique de la structure de Carswell, Saskatchewan, Canada (modifiée d'un rapport interne du Groupe AREVA).

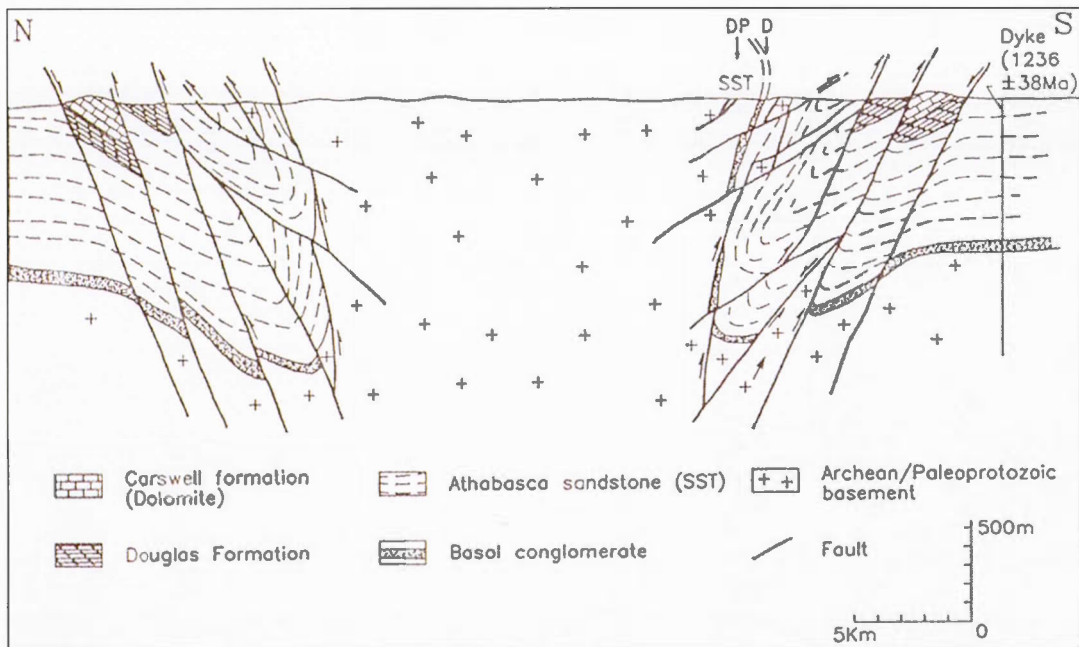


Figure 1.8 Coupe schématique nord-sud à travers la structure de Carswell basée sur les données de surface et de forages (d'après Baudemont et Fredorowick, 1996). La position des gisements uranifères D et DP (Dominique-Peter) est indiquée sur la bordure sud de la remontée centrale. Notons que l'échelle verticale est fortement exagérée par rapport à l'échelle horizontale (rapport échelle verticale / échelle horizontale = 10).

➤ Un deuxième anneau sédimentaire s'élève dans la topographie actuelle et correspondrait aux bords retroussés de la structure (Harper, 1983). La Formation de Douglas, des grès et des argilites, surplombé par la Formation de Carswell, des dolomies stromatolitiques et oolithiques en lentilles, forment cet anneau. Elles sont les plus jeunes formations du Groupe d'Athabasca et n'existent nulle part ailleurs dans le bassin (Hendry et Wheatley, 1985 ; Wheatley, 1985). La Formation de Carswell présente souvent une intense bréchification synsédimentaire correspondant à un milieu de forte énergie (Wheatley, 1985). Ces dolomies sont plissées et découpées par des failles qui engendrent des rotations de blocs dont les bancs sont en position normale, verticalisée ou inversée (Wheatley, 1985). Des failles radiales ont été décrites par Alonso et Rouve (1973 ; d'après Pagel *et al.*, 1985) au sud-est de l'anneau de dolomies mais sont absentes du reste de la formation.

Ces trois parties de la structure seraient séparées par des failles majeures concentriques à la structure et les couches sédimentaires ont la particularité de former une synforme dont l'axe correspondrait au centre de la Formation de Carswell (Currie, 1969 ; Harper, 1983 ; Pagel *et al.*, 1985 ; Baudemont et Fredorowich, 1996 ; figure 1.8).

Au sud du pic central, un district uranifère (localisation sur la figure 1.7) renferme plusieurs gisements en relation avec la discordance entre le socle métamorphique et les sédiments du Groupe d'Athabasca (Tona *et al.*, 1985 ; figure 1.9). Le contact entre les roches du socle et la couverture sédimentaire est très faillé et le régolite issu de l'altération latéritique du socle avant la sédimentation du Groupe d'Athabasca y est visible. Les deux séries de gneiss qui composent les roches du socle, les gneiss de Peter River et les gneiss du Complexe de Earl River, y sont séparées par une zone mylonitique (Blaise et Koning, 1985).

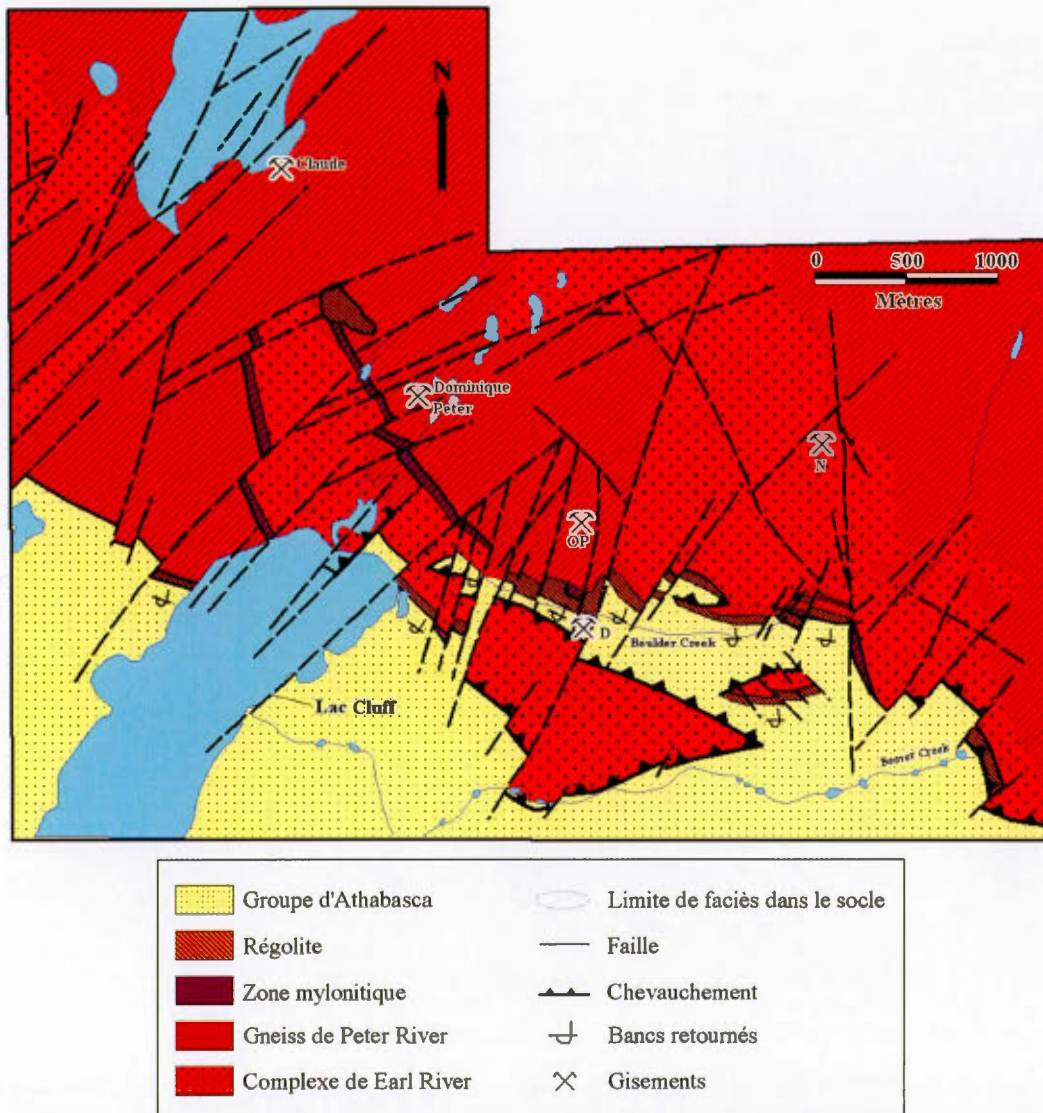


Figure 1.9

Carte géologique détaillée du district uranifère au sud du pic central de la structure de Carswell (modifiée de Lainé, 1984). La localisation des gisements d'uranium Claude, Dominique-Peter, OP, D et N est reportée sur la carte.

CHAPITRE II

NOTIONS D'IMPACTOLOGIE

Les structures d'impact météoritique ou astroblèmes se forment lorsqu'un objet céleste de plusieurs mètres entre en collision avec un astre. Au XIX^e siècle, l'existence de ces impacts sur Terre n'était pas encore reconnue. Ainsi, les structures circulaires de plusieurs kilomètres de diamètre qui ne pouvaient s'expliquer par les mécanismes endogènes conventionnels avaient été apparentées à des explosions volcaniques inhabituelles ou crypto-explosions dont la description restait plutôt ambiguë. Cette confusion a longtemps existé en ce qui concerne la structure de Carswell et l'origine de cet astroblème a été amplement débattue (Innes, 1964 ; Currie, 1969 ; Pagel, 1975 ; Harper, 1983 ; Pagel *et al.*, 1985 ; Wheatley, 1985).

Ce chapitre vise à synthétiser les caractéristiques des impacts météoritiques qui ont été relevées sur des exemples naturels et lors de modélisations théoriques. Il résulte d'un effort collectif du groupe de recherche sur les impacts météoritiques d'Omégalpha (Duhamel, 2003 et 2004 ; Zellagui, 2004 et Genest, 2005). Cette étude apportera au non initié une meilleure compréhension des phénomènes impliqués dans la formation des structures d'impact et les outils qui en seront dégagés permettront de discuter dans le chapitre suivant des critères d'impact utilisés par les auteurs dans les travaux antérieurs sur la structure de Carswell. Plusieurs exemples naturels de structure d'impact seront cités comme références et seront utilisés à titre comparatif avec la structure de Carswell tout au long de ce mémoire. Les astroblèmes de Tswaing (Province de Gauteng, Afrique du Sud), de Charlevoix (Québec, Canada) et de Vredefort (Witwatersrand, Afrique du Sud) ont notamment été visités entre les années 2004 et 2005 lors des excursions organisées et financées par Omégalpha dans le cadre de son programme de recherche sur les structures d'impact météoritique.

2.1 Genèse des structures d'impact météoritiques et terminologie

Il est important de comprendre les mécanismes de formation à l'origine d'une structure d'impact météoritique afin d'appréhender les processus physiques qui ont généré les objets géologiques que nous allons rencontrer par la suite et afin de définir les termes utilisés en impactologie qui seront employés tout au long de ce mémoire. Cette partie présente un bref sommaire du mode de formation d'un astroblème jusqu'à sa morphologie finale.

La formation d'une structure d'impact météoritique est un phénomène catastrophique quasi instantané que les auteurs ont tenté de scinder en une succession d'événements dans le but de faciliter sa compréhension (Melosh, 1989 ; French, 1998 ; Turtle *et al.*, 2005). Cette formation se divise donc en trois principales étapes : la phase de contact et de compression, la phase d'excavation et la phase de modification (figure 2.1).

La phase de contact et de compression débute par l'arrivée du projectile et sa collision avec le sol (figure 2.1-a). L'énergie dégagée par le choc du bolide arrivant à grande vitesse est alors transformée en une onde de choc qui se propage latéralement ainsi qu'en profondeur dans la roche impactée. L'énergie cinétique est ainsi transmise aux lithologies impactées et cause de nombreuses transformations. Cette énergie est parfois suffisante pour vaporiser complètement le projectile lorsque l'onde est réfractée en retour (figure 2.1-b).

La phase d'excavation correspond au relâchement de la roche compressée dont une partie est éjectée du cratère par l'onde de choc en réfraction ou en réflexion (figure 2.2). Ainsi, le matériel présent au point d'impact est soit projeté en hauteur suivant une trajectoire balistique, soit repoussé radialement ou vers la profondeur pour former une cavité que l'on appelle à ce stade le cratère transitoire. L'éjection des matériaux lors de la phase d'excavation peut être si intense qu'elle conduit à un redressement et parfois une inversion des couches géologiques en bordure de la structure (figure 2.3). Ces couches lithologiques sont littéralement rabattues sur la surface topographique originelle et sont mélangées aux éjectas de méga-blocs.

La roche impactée subit des transformations irréversibles que l'on qualifie de métamorphisme de choc (Stöffler, 1984 ; figure 2.2). Elle est broyée, fondue voire même vaporisée. Lorsque l'énergie dégagée par le passage de l'onde de choc devient insuffisante pour déplacer la roche, la phase d'excavation est terminée. Le cratère transitoire s'apparente à une cavité de forme idéalement parabolique (figure 2.1-c et d) dont l'extension maximale correspond à un rapport profondeur sur diamètre d'environ 1/3 (Turtle *et al.*, 2005). La structure n'a pas encore sa forme finale puisqu'il s'en suit une phase de modification.

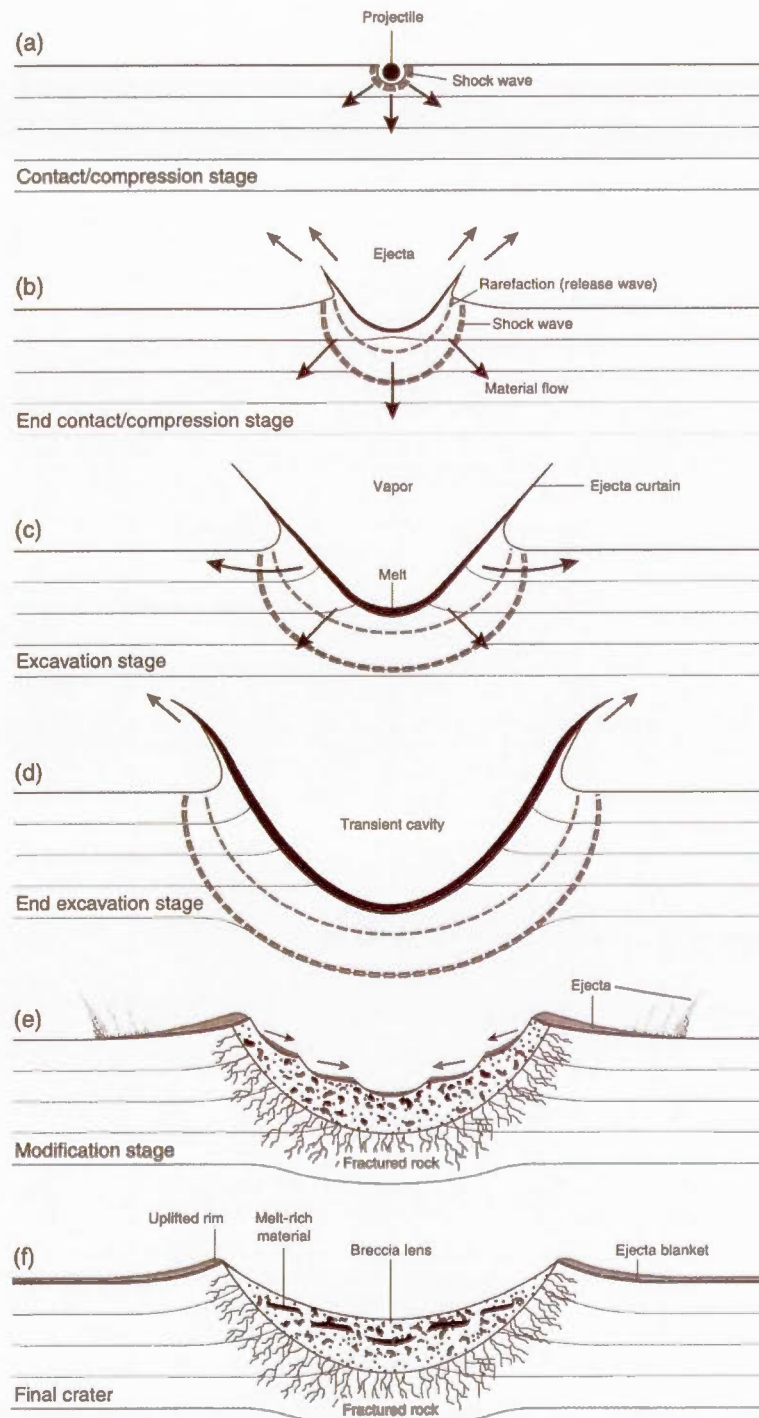


Figure 2.1 Formation d'une structure d'impact de type simple (d'après French, 1998). Les diagrammes montrent le développement progressif de la structure vue en coupe.

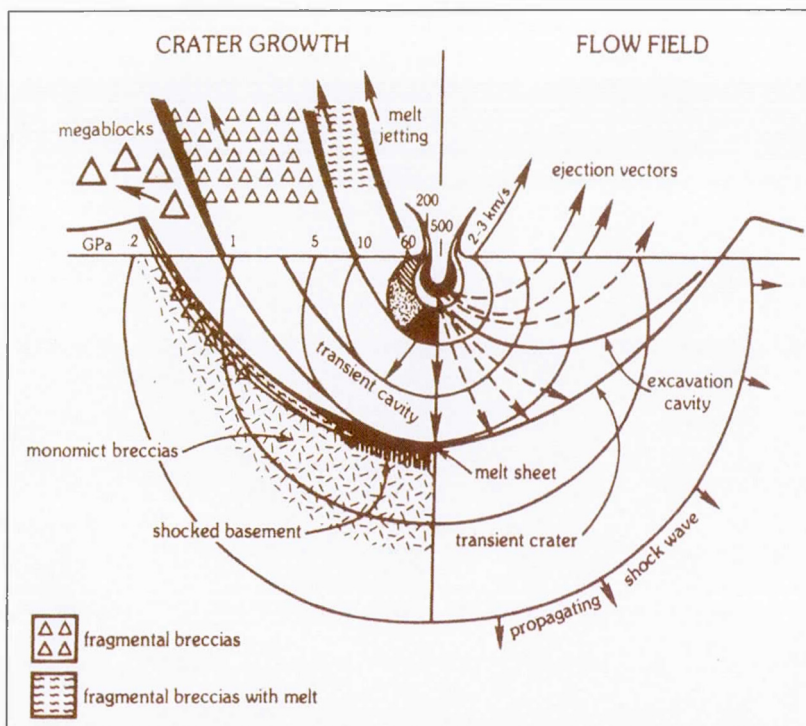


Figure 2.2 Phase d'excavation : formation du cratère transitoire (d'après Stöffler, 1984). Cette coupe théorique montre le fluage du matériel impacté lors de la propagation de l'onde de choc et la variation latérale des pressions subies par la roche.

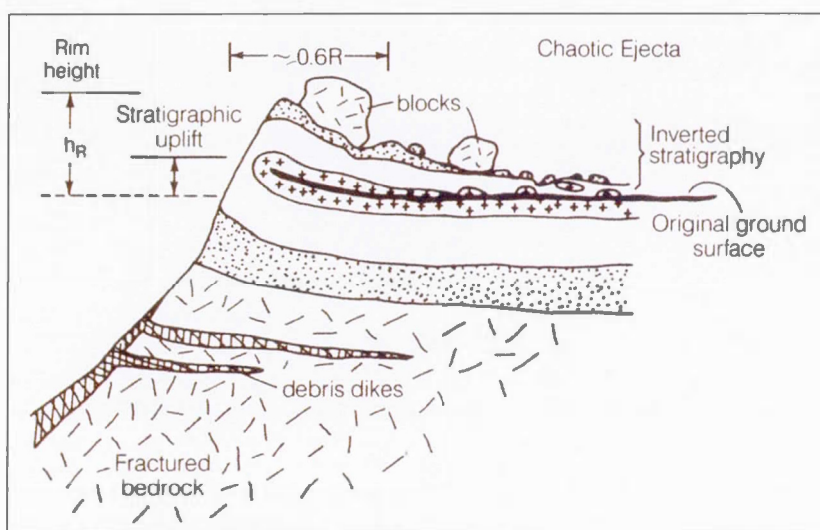


Figure 2.3 Coupe schématique de la bordure d'une structure simple (d'après Melosh, 1989). Cette figure illustre la remontée stratigraphique h_R de la bordure du cratère et l'inversion de polarité des couches les plus superficielles sur environ $0,6 R$ de distance avec R le rayon de la structure finale.

La phase de modification fait référence à l'affaissement du cratère transitoire qui est instable et s'achève par l'adoption d'une morphologie finale à l'équilibre isostatique (figure 2.1-e et f). Cette phase de réajustement est contrôlée principalement par les forces de cohésion du matériel impacté et par les forces gravitationnelles (Turtle *et al.*, 2005). Plus la structure est grande, et plus les modifications aboutissent à une morphologie complexe.

Les modifications géométriques de la roche sous la structure dépendent du type de la roche cible et peuvent être relativement importantes : bréchification de la roche, fracturation sous la cuvette formée, inversion des strates en bordure du cratère. Néanmoins, la déformation des couches géologiques sous la structure n'est généralement pas plus étendue qu'un tiers du diamètre apparent (Melosh, 1989).

2.2 Typologie structurale et morphologie des astroblèmes

La forme finale d'une structure d'impact correspond toujours à une dépression circulaire quelque soit la nature de la roche cible. Néanmoins, la taille, la densité et la vitesse d'arrivée de la météorite influencent la forme de l'astroblème ; ces facteurs augmentant, la taille du cratère augmente et la trace laissée au sol se complexifie. Trois types de morphologie sont distingués (French, 1998) : les structures simples, les structures complexes et les structures multi-annulaires. Le diamètre de transition entre les structures simples et complexes dépend principalement de la force de gravité de la planète : plus grosse est la planète, plus forte est la gravité et plus petit est le diamètre de transition vers les structures complexes (Melosh, 1989).

2.2.1 Structures simples

Les structures ayant une forme de cuvette sont appelées structures simples (figure 2.4). Le diamètre de ces structures simples varie en fonction de la nature des matériaux impactés : il peut atteindre 2 kilomètres pour les roches sédimentaires et 4 kilomètres pour les roches cristallines (Grieve, 2001). La cuvette varie peu de la forme du cratère transitoire car les principaux réajustements lors de la phase de modification sont de légers affaissements des rebords et des glissements de matériaux en bordure de pente venant combler en partie l'intérieur du cratère. Ainsi, le diamètre de la structure finale est environ 20 % supérieur au diamètre du cratère transitoire (Melosh, 1989). Le rapport profondeur / diamètre de la structure simple est compris entre 1/5 et 1/3 et les impactites qui retombent dans la cuvette après la phase d'excavation combleront la moitié du volume de celle-ci.

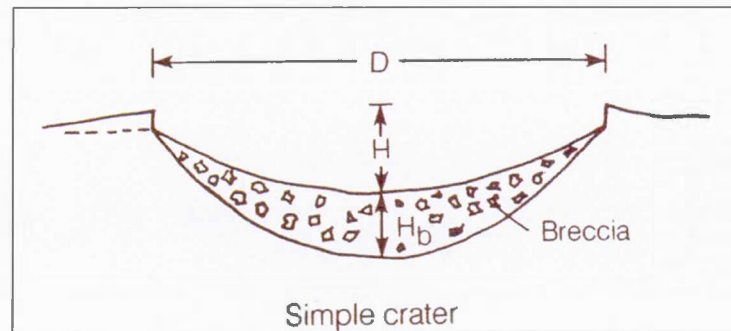


Figure 2.4 Modèle géométrique d'une structure simple vue en coupe, basé sur la conservation du volume (d'après Melosh, 1989). D est le diamètre du cratère final, H correspond à sa profondeur apparente, H_b à l'épaisseur de brèches d'impact dans la cuvette et $H + H_b$ à la profondeur total du cratère.

L'astrobène de Tswaing (figure 2.5) est une structure simple située à 40 kilomètres au nord nord-ouest de Pretoria en Afrique du Sud. Cette structure a fait l'objet d'une visite au cours du printemps 2005 avec les géologues d'Omégalpha. La structure a été formée lors d'un impact météoritique il y a 220 000 ans (Reimold *et al.*, 1999). Le diamètre de l'astrobène est de 1,13 kilomètres. Les roches impactées sont des granites appartenant au Complexe du Bushveld daté à 2,05 Ga (Nomade *et al.*, 2004) et des sédiments plus récents du Super Groupe de Karoo, déposés vers 220 Ma et provenant directement de l'altération des granites sous-jacents (Reimold *et al.*, 1999). Le socle cristallin est fortement fracturé et bréchifié (figure 2.6). Le centre de l'astrobène est occupé par un petit lac salé dont les dépôts sédimentaires ont recouverts les brèches d'impact qui remplissent le fond de la cuvette. D'autre part, des figures d'écoulement dans la cuvette témoignent du glissement de matériaux bréchiques vers l'intérieur de la dépression lors de la phase de réajustement.



Figure 2.5 Vue panoramique depuis la bordure est de l'astroblème de Tswaing, Afrique du Sud (localisation du point de vue sur la figure 2.7).

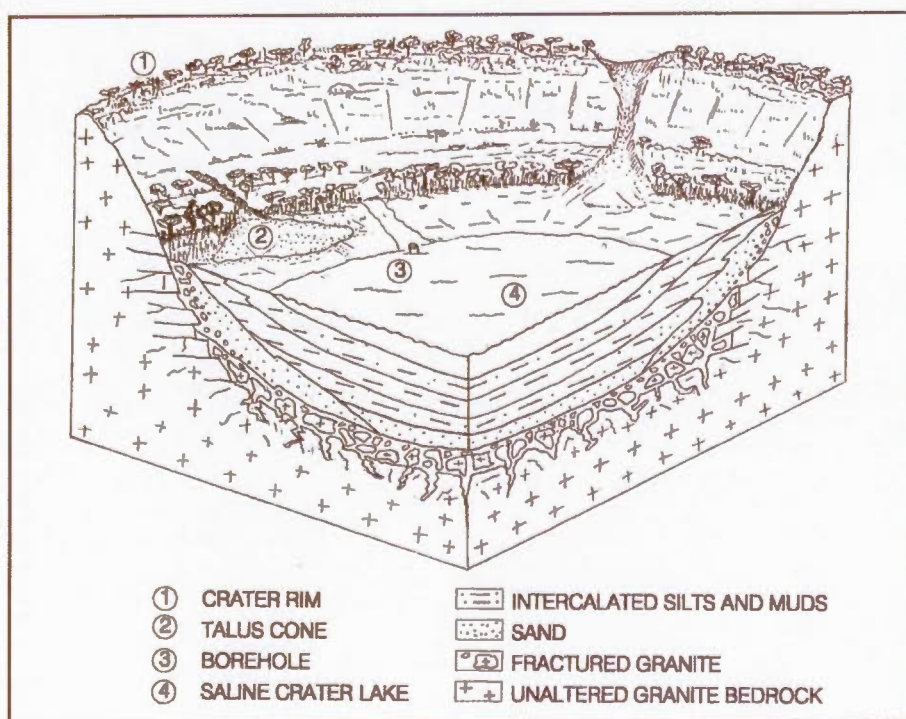


Figure 2.6 Bloc diagramme de l'astroblème de Tswaing, Afrique du Sud (d'après Reimold *et al.*, 1999).

La carte topographique (figure 2.7) montre une structure pratiquement circulaire et des rebords légèrement retroussés, résultat du soulèvement de la roche déformée en périphérie. La profondeur apparente de l'astroblème est de 120 mètres et l'épaisseur des dépôts sédimentaires et bréchiques est de 150 mètres (Reimold *et al.*, 1999), la profondeur de la cuvette atteignant ainsi 270 mètres au total.

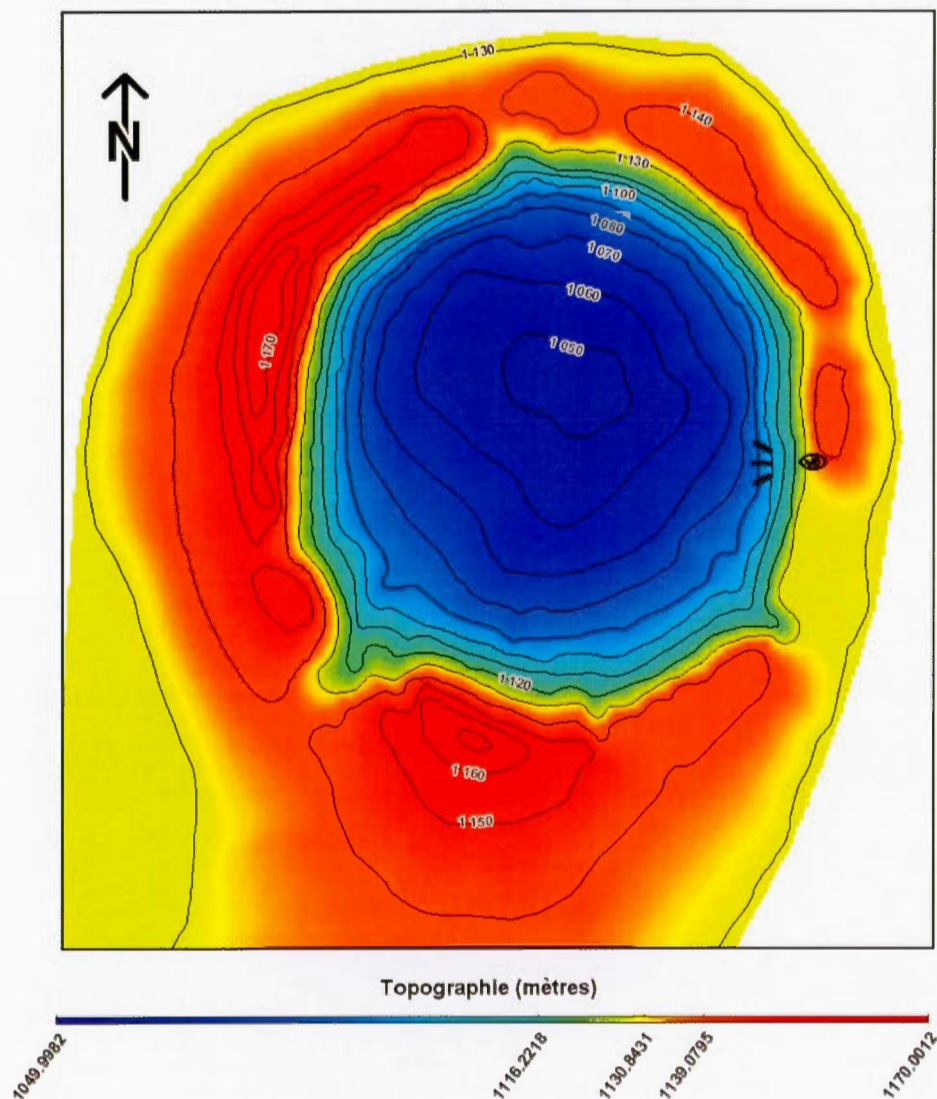


Figure 2.7

Carte topographique de la structure simple de Tswaing en Afrique du Sud. L'espacement des courbes topographiques est de 10 mètres. L'interpolation des variations de la topographie a été réalisée avec le logiciel Vertical Mapper. L'œil correspond au point de vue d'où a été prise la photographie de la figure 2.5.

2.2.2 Structures complexes

Les astroblèmes de plus de 4 kilomètres de diamètre se caractérisent par une modification plus complexe de leur morphologie. À la fin du processus d'excavation (figure 2.8-a), les roches comprimées par l'impact se détendent et le centre de la structure se soulève par rebond élastique pour former un pic central. Sous l'effet isostatique, en plus du soulèvement central, il se produit généralement un effondrement des rebords de la structure, créant une série de blocs basculés en direction du centre. Ces modifications post-impact permettent à l'astroblème de prendre sa forme à l'équilibre : un pic ou un groupe de pics forment le centre de la structure, entourés par une surface relativement uniforme et formant la dépression ou le graben annulaire, puis succédés par une zone de terrasses annulaires. Cette structure finale peut être découpée par des failles majeures concentriques ou radiales centrées sur le point d'impact du projectile.

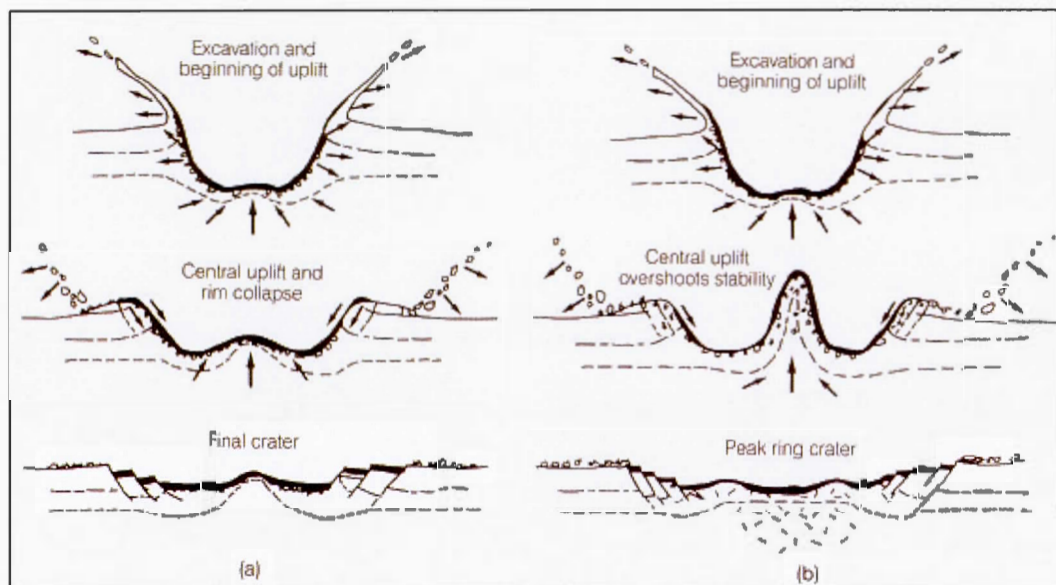


Figure 2.8 Formation d'une structure d'impact complexe constituée (a) d'un pic central, (b) d'un anneau de pics (d'après Melosh, 1989).

La structure de Charlevoix est un astroblème de type complexe situé sur la rive nord du fleuve Saint-Laurent dans la région de Charlevoix au Québec (Canada). L'impact à l'origine de la structure a été daté à 342 ± 15 Ma (Dence, 2004 ; d'après une communication personnelle de Whitehead, 2003). Cette structure d'un diamètre de 56 kilomètres se subdivise en trois ensembles structuraux (figure 2.9 ; Rondot, 1995) : la remontée centrale qui s'est formée par le rebond isostatique du substratum impacté et se caractérise par un pic central, le Mont des Éboulements ; puis le graben annulaire et la zone des terrasses qui, selon Rondot, se sont formés en compensation de la remontée centrale par effondrement des rebords de l'astroblème où se situent maintenant les villes de Baie St-Paul et de La Malbaie.

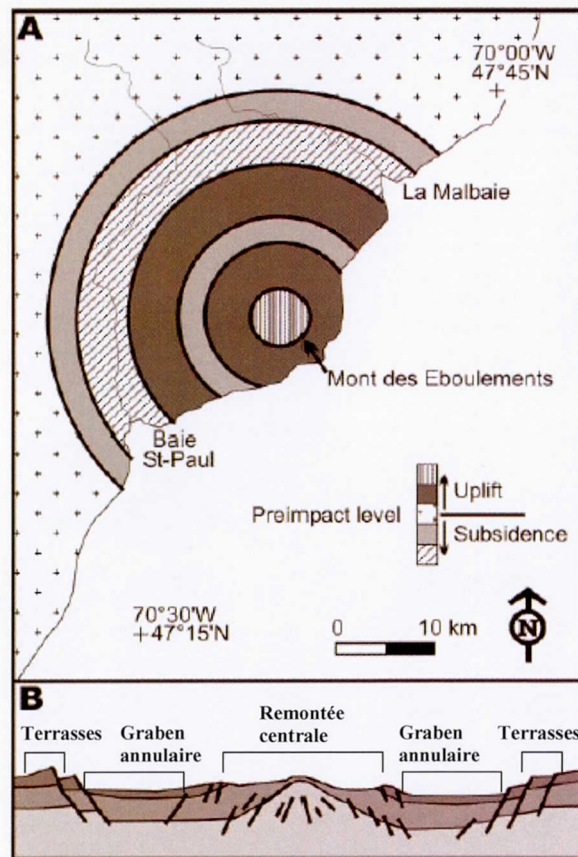


Figure 2.9 (A) Géomorphologie de la structure d'impact de Charlevoix. (B) Coupe schématique d'une structure d'impact complexe montrant l'orientation des failles normales entourant la remontée centrale et les limites externes de l'astroblème (modifié de Lemieux *et al.*, 2003).

Si l'on progresse dans la taille de l'astroblème, le pic central peut s'effondrer sous l'influence des forces gravitationnelles pour donner un anneau de pics (figure 2.8-b). Toutefois, le diamètre de transition entre les structures à pic central unique et les structures à anneau de pics n'est pas clairement établi dans la littérature. Il fait appel aux forces de cohésion des matériaux : la masse rocheuse d'un pic central unique ne s'élève pas indéfiniment avec le diamètre total de la structure ; il existe une valeur seuil de la taille du pic central pour laquelle la masse rocheuse sera déstabilisée et s'affaissera (Melosh, 1989 ; figure 2.8). Ce diamètre de transition dépend donc de la rhéologie des matériaux impactés dont certains réagissent de façon plastique sous l'influence des fortes contraintes et du volume du pic central soumis à déstabilisation. La structure du Lac à l'Eau-Claire Ouest (Québec, Canada), d'un diamètre de 36 kilomètres et formée il y a 290 Ma est un exemple d'astroblème de type complexe avec un anneau de pics central (figure 2.10).



Figure 2.10 Photo aérienne de la structure d'impact du Lac à l'Eau-Claire Ouest, Québec, Canada (photo extraite du site <http://www.uwgb.edu/dutchs/planets/cratform.htm>).

Les structures d'impact complexes dont le diamètre est compris entre 80 et 100 kilomètres possèdent à la fois un pic central et un anneau de pic concentrique (Poag *et al.*, 2004). La structure d'impact de la Baie Chesapeake (Virginie, États-Unis) fait partie de ce type d'astroblèmes complexes. L'impact à l'origine de cet astroblème de 85 kilomètres de diamètre s'est produit à l'Éocène (36 Ma) sur une plateforme continentale probablement sous-marine (Poag *et al.*, 2004). La structure est maintenant enfouie sous 200 à 550 mètres de dépôts sédimentaires marins qui ont préservé le cratère de l'érosion. La profondeur maximale de la cavité (figure 2.11), exception faite de l'épaisseur des dépôts post-impact, est comprise entre 1,3 et 2 kilomètres. Le centre de cet astroblème, composé de socle cristallin paléozoïque et protérozoïque, est formé d'un pic central de 1000 mètres de hauteur et d'un anneau de pics d'environ 300 mètres de haut (figure 2.26). La zone des terrasses externes est composée de sédiments âgés du Crétacé à l'Éocène.

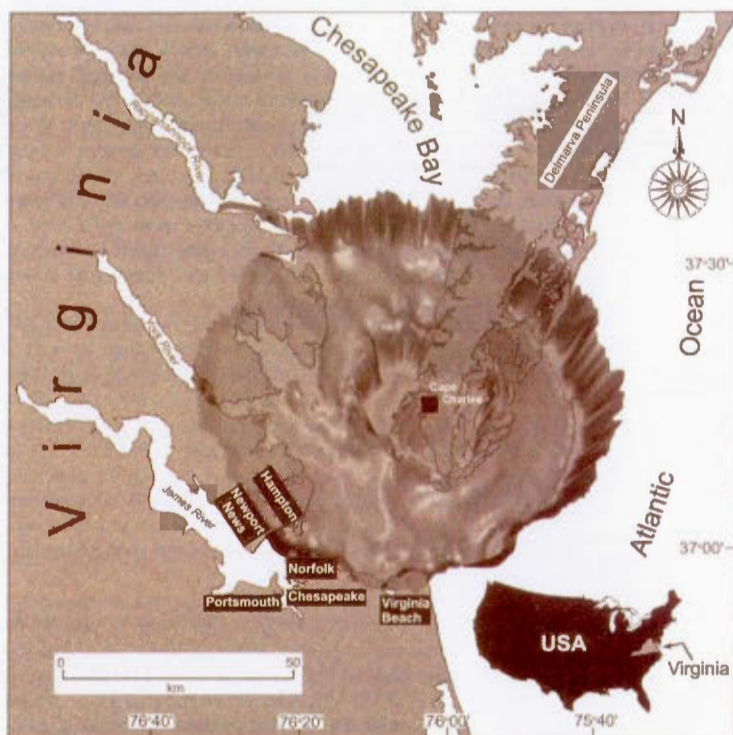


Figure 2.11 Modélisation en trois dimensions de la structure de la Baie Chesapeake, Virginie, États-Unis (Poag *et al.*, 2004). Les contours de la péninsule qui entourent la structure sont représentés ainsi que les principales villes se trouvant en bordure de l'astrolème.

2.2.3 Structures multi-annulaires

Les structures multi-annulaires sont rares et encore peu connues. Ces astroblèmes sont constitués d'anneaux concentriques dès que le diamètre dépasse 100 kilomètres. Seules trois structures multi-annulaires terrestres ont été découvertes à ce jour : Vredefort en Afrique du Sud, Sudbury en Ontario (Canada), et Chicxulub au Mexique.

La structure de Vredefort en Afrique du Sud est souvent citée comme référence car ses anneaux sont visibles sur les images satellites (figure 2.12). L'impact a eu lieu il y a 2,023 Ga (Kamo *et al.*, 1996), dans les sédiments du bassin du Witwatersrand d'âge compris entre 2970 et 2714 Ma. Les roches du socle sous-jacent âgées de plus de 3 Ga sont remontées au centre de la structure et affleurent actuellement sur une surface de 80 kilomètres de diamètre. Le diamètre total de la structure d'impact a été estimé à 300 kilomètres (Therriault *et al.*, 1997) et le niveau d'érosion serait compris entre 7 et 10 kilomètres (Gibson *et al.*, 1998 ; Henkel et Reimold, 1998). Les couches lithologiques affectées par l'impact forment des cercles concentriques. Elles sont soulevées vers le centre du cratère et affaissées en bordure. Ces anneaux concentriques sont en fait des plis, successivement en synformes et en antiformes (Turtle *et al.*, 2005 ; figure 2.13), créés par la compression radiale lors de la propagation de l'onde de choc.



Figure 2.12 Astroblème de Vredefort en Afrique du Sud, vue par satellite (extrait de www.lpi.usra.edu/images/scraters/scraters_S32.gif).

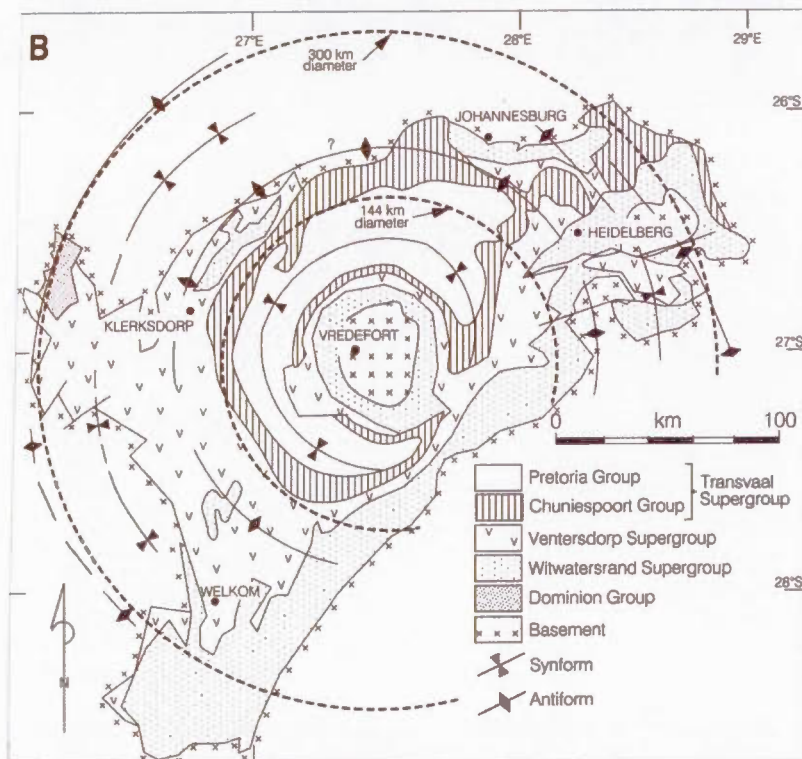


Figure 2.13 Structures en synformes et antiformes de l'astroblème de Vredefort dans le bassin du Witwatersrand, en Afrique du Sud (Turtle *et al.*, 2005).

2.3 Pseudo-stratigraphie des structures d'impact

Les impacts météoritiques engendrent des modifications importantes du paysage en formant une cicatrice qu'ils laissent sur la surface terrestre, mais ils sont aussi à l'origine de matériaux et de déformations importantes dans les lithologies impactées : bréchification, fracturation et fusion qui sont visibles aussi bien à l'échelle macroscopique que microscopique. Cette partie sera tout d'abord consacrée à la description exhaustive des produits d'impact et de ces déformations. Nous verrons ensuite que la distribution de ces matériaux ne se fait pas de manière erratique et que leur répartition dans la structure d'impact suit des domaines de pression et de température bien définis qui dépendent de l'énergie dégagée par la collision et de la rhéologie des matériaux impactés.

2.3.1 Nomenclature des impactites

Les impactites sont les matériaux produits lors d'un impact météoritique. Elles comprennent les lithologies impactées et déformées, les brèches d'impact et produits de fusion, ainsi que les éjectas projetés en dehors de l'astrobème. Les critères de classification des impactites de French (1998, tableau 2.1) et la nomenclature des brèches d'impact de Stöffler et Grieve (1994 et 1996) ont été utilisées en vue de simplifier la reconnaissance et la classification des brèches d'impact pour notre étude. Ces deux références sont aussi les plus couramment citées dans la littérature.

Les brèches d'impact peuvent ainsi être différenciées suivant la source des lithologies qui les composent (paraautochtones ou allochtones), la nature, la taille et l'abondance des fragments, la nature de la matrice, la présence de matériel fondu ou encore leur localisation par rapport à la structure d'impact. Les termes descriptifs à utiliser sont les mêmes que ceux pour les roches ignées (French, 1998 ; tableau 2.1) et la plupart des brèches d'impact ont des textures comparables aux roches volcaniques. La figure 2.14 présente une synthèse de la nomenclature utilisée en impactologie et peut être utilisée pour faciliter la classification des impactites.

Parmi la grande variété des impactites qui peuvent être produites lors d'un impact, trois types de brèches sont le plus souvent présents dans les structures d'impact et caractérisent plus particulièrement celles-ci grâce à leur composante en matériel fondu : les suévites, les pseudotachylites (ou brèches pseudotachylitiques d'après Reimold, 1998) et les roches fondues.

Les suévites sont des brèches généralement polymictes (figure 2.15), mais peuvent être monomictes si une seule lithologie a été impactée (Stöffler et Grieve, 1996). Elles sont composées de fragments de roches et de minéraux choqués et non choqués ainsi que de particules de produit de

fusion. Elles sont similaires macroscopiquement aux tufs volcaniques mais peuvent se distinguer de ceux-ci par la présence de minéraux choqués (cf. partie 2.3.2).

Les pseudotachylites sont des brèches à fragments polymictes et à matrice de verre et de matériaux fondus. Les plus beaux affleurements accessibles actuellement sont ceux des structures de Vredefort en Afrique du Sud (figure 2.16) et de Sudbury (Ontario, Canada).

Les roches fondues (« *impact melt rocks* » en anglais d'après French, 1998) sont composées de verre ou de matériaux cristallins issus de la recristallisation des minéraux fondus et très peu de fragments sont visibles (figure 2.17).

Tableau 2.1 Critères de classification des impactites (traduit de French, 1998)

| 1. Localisation par rapport au cratère (R_c = rayon du cratère) | | |
|---|--|---|
| Substratum du cratère | Intérieur du cratère | Bordure du cratère et surface extérieure |
| Roches paraautochtones : Roches cibles (massives) Brèches lithiques | Roches allochtones : Dépôts en remplissage du cratère (= brèches remplissant le cratère ou "lentille bréchique") brèches lithiques brèches contenant des éléments fondus suévites brèches fondues (= brèche à matrice de verre) roches fondues | Roches allochtones : Éjectas : proximaux (<5 R_c) distaux (>5 R_c) |
| Roches allochtones (intrusives) dykes de brèches dykes de roches fondues | | |
| Pseudotachylite | | |
| 2. Sources des matériaux compositionnels | | |
| Roches paraautochtones Approximativement en place (local). Stratigraphie d'origine et structure (largement) préservée. | Roches allochtones Dérivée d'une source unique ou de sources multiples externes | |
| 3. Caractéristiques des brèches | | |
| a. Caractéristique des fragments | Brèche lithique Fragments de roches et de minéraux uniquement | Suévite (brèche) Présence de roches fondues ou de verre Fragments de roches et de minéraux |
| b. Nature des fragments | Monomictite (brèche) Un seul type de roche | Polymictite (brèche) Plusieurs types de roche |
| c. Caractéristique de la matrice | Matrice clastique (brèche) Fragmentaire | Brèches fondues (= matrice de roche fondue) Fonte importante (vitreuse ou cristalline) |
| 4. Caractéristiques de la roche fondue (termes géologiques standards) | | |
| Holohyaline (vitreuse) Hypocristalline (mélange vitreuse/cristalline) Holocristalline (totalement cristalline) | Pour la taille des grains, la texture, etc., utiliser les termes descriptifs des roches ignées, e.g.: Microcristalline Porphyrique Trachyte , etc. | |

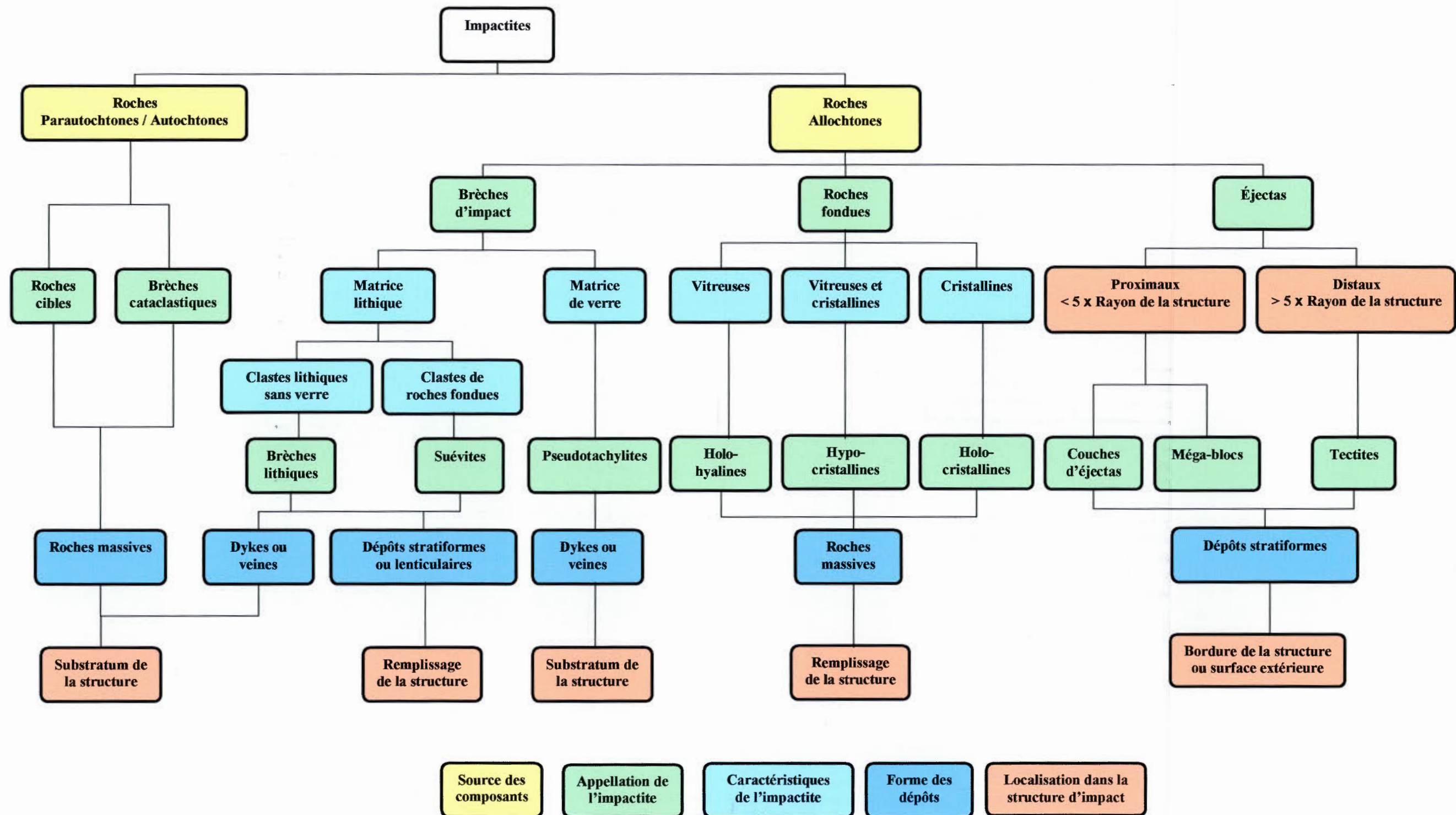


Figure 2.14

Organigramme de classification des impactites établi d'après la classification de French (1998) et la nomenclature de Stöffler et Grieve (1994 et 1996).



Figure 2.15 Suévite de la structure de Rochechouart (France). Cette suévite polymictique montre des fragments anguleux à sub-arrondis, millimétriques à centimétriques, de nature variée dans une matrice lithique constituée de fragments plus petits. L'échantillon provient de la collection d'impactites d'Omégapha. La pièce en bas à droite mesure 2,3 cm de diamètre.



Figure 2.16 Pseudotachylite dans un granite gneissique de la structure de Vredefort (Afrique du Sud, carrière de Koppieskraal). Les fragments de gneiss arrondis, de quelques centimètres à quelques mètres de larges, flottent dans une matrice noire très fine. Le marteau au centre du dyke fait 35 cm de longueur.



Figure 2.17 Roche de fusion de la structure de Charlevoix (Québec, Canada). La hausse de température générée par l'impact a créé une fusion complète de la roche parsemée de vacuoles sphériques. L'échantillon provient de la collection d'impactites d'Omégalpha. La pièce utilisée comme échelle a un diamètre de 2.3 cm.

2.3.2 Métamorphisme de choc et critères de reconnaissance

Le métamorphisme de choc concerne les modifications pétrographiques et minéralogiques qui se produisent dans la zone d'impact (French, 1998). Ces modifications sont dues aux fortes élévations de température et de pression qui se produisent au moment de la collision entre la Terre et l'objet céleste (figure 2.18). Le métamorphisme de choc est caractéristique des impacts de météorite puisque les phénomènes liés à la tectonique des plaques et appartenant au domaine de métamorphisme endogène ne peuvent générer des pressions aussi fortes.

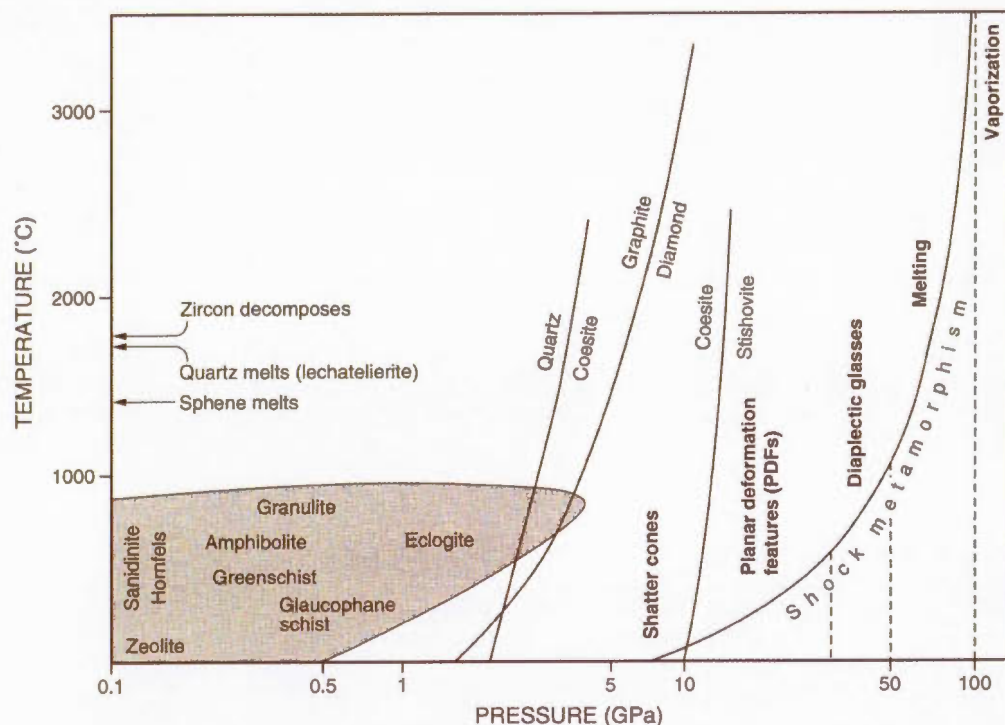


Figure 2.18 Diagramme Pression / Température montrant les changements de phases des minéraux (French, 1998).

L'onde de choc créée lors de l'impact est une discontinuité abrupte de pression, laquelle peut atteindre 100 GPa et former des phases minérales de très hautes pressions (French, 1998) telles que la coesite, rare dans un environnement non impacté, ou la stishovite qui ne peut se former lors de processus tectoniques endogènes (figure 2.18). Cette onde se propage dans la roche cible et correspond à l'accélération soudaine des atomes générant des modifications microstructurales dans les minéraux. Le passage de cette onde induit aussi une augmentation de température avoisinant 3000°C et peut provoquer une fusion de la roche visible à petite échelle. Les roches impactées et les minéraux qui les constituent portent ainsi les signatures d'ordre thermodynamique de cet impact, des déformations macroscopiques et microscopiques qui peuvent servir de géobaromètres (tableaux 2.2 et 2.3).

Tableau 2.2 Pression de choc et effets associés (traduit de French, 1998)

| Pression de choc approximative (GPa) | Température post-impact estimée (°C) | Effets |
|---|---|--|
| 2 – 6 | < 100 | Fracturation de la roche, formation de brèches <i>Shatter cones</i> |
| 5 – 7 | 100 | Fracturation des minéraux : (0001) et {10 $\bar{1}$ 1} dans le quartz |
| 8 – 10 | 100 | <i>Brazil twins</i> de base (0001) |
| 10 | 100* | Quartz avec PDFs {10 $\bar{1}$ 3} |
| 12 – 15 | 150 | Quartz → stishovite |
| 13 | 150 | Graphite → diamante cubique |
| 20 | 170* | Quartz avec PDFs {10 $\bar{1}$ 2}, etc. |
| > 30 | 275 | Quartz, feldspaths avec réduction de l'indice de réfraction, baisse de la biréfringence |
| 35 | 300 | Quartz → coésite |
| 45 | 900 | Quartz diaplectique, verre de feldspath |
| 60 | > 1500 | Fonte (normale) du feldspath (vesiculaire) |
| 80 – 100 | > 2500 | Roche vitrifiée, roche fondue recristallisée (figée du liquide, « <i>quenched texture</i> ») |
| | | Verre de roche (formé par condensation de la vapeur) |

*Pour les roches denses non poreuses. Pour les roches poreuses (exemple : grès), température post-impact = 700°C (P = 10 GPa) et 1560°C (P = 20 GPa). Données de *Stöffler* (1984), Tableau 3; *Melosh* (1989), Tableau 3.2; *Stöffler et Langenhorst* (1994), Tableau 8, p. 175.

Tableau 2.3 Pressions et déformations associées au métamorphisme de choc dans les roches et minéraux des lithologies quartzofeldspathiques (traduit de Gibson et Reimold, 2005)

| Pression de choc approximative (GPa) | Température post-impact approximative (°C) | Effets sur la roche ou les minéraux |
|--|--|--|
| < 2 | < 100 | <i>Shatter cones</i> , bréchification de la roche |
| 8 – 10 | 100 | Quartz (0001) <i>Brazil twins</i> |
| > 10 | 100 | Figures de déformation planaires dans le quartz, le feldspath potassique |
| 12 – 15 | 150 | Stishovite |
| 15 | 150 | Figures de déformation planaires dans le plagioclase |
| 20 | 170 | Réduction de l'indice de réfraction et de la biréfringence du quartz et du feldspath |
| > 30 | 275 | Coésite, quartz diaplectique et verre de feldspath |
| 45 | 900 | Fonte du Feldspath |
| 50 – 60 | > 1500 | Fusion totale de la roche |

Note: Données de *Ostertag* (1981); *Stöffler et Langenhorst* (1994); *Huffman et Reimold* (1996); *French* (1998).

Parmi les différents objets issus du métamorphisme de choc, il en existe qui sont caractéristiques des roches impactées : les *shatter cones*, les déformations microscopiques et les figures de déformation planaires dans certains minéraux, les phases minérales de haute pression, la fusion des minéraux et le verre diaplectique. Ce sont ces déformations ou phases minérales qui seront utilisées comme moyens de reconnaissance des lithologies impactées dans la structure de Carswell et qui sont décrites dans la partie suivante.

- *Shatter cones*

Les *shatter cones* sont des fractures caractéristiques des lieux impactés (figure 2.19). Ils se développent généralement dans les roches compétentes à grains fins situées à proximité du point d'impact (Grieve et Pesonen, 1992). Ces fractures coniques se forment à des pressions comprises entre 2 et 6 GPa mais elles ont été observées jusqu'à des pressions de 20 GPa dans la structure de Charlevoix au Québec (Baratoux et Melosh, 2003). Elles se développent isolément ou en groupe lorsque l'onde de choc, produite par l'impact, traverse la masse de la roche. L'angle d'ouverture des cônes apicaux est compris entre 60° et 120° avec un angle moyen avoisinant 90° et leur hauteur varie de quelques centimètres à 12 mètres (Baratoux et Melosh, 2003). Leur surface est striée longitudinalement et lors de leur formation, la direction du pointement indique le centre de l'astroblème. Les mouvements post-impact peuvent toutefois changer cette orientation et il est parfois difficile de la restaurer si plusieurs déplacements tectoniques se sont succédés. La présence de *shatter-cones* est toutefois un indicateur sûr pour la mise en évidence d'un site d'impact majeur car ils ne peuvent être produits d'aucune autre façon dans la nature (sauf par explosion nucléaire).



Figure 2.19 *Shatter cone* dans les calcaires ordoviciens de la structure de Charlevoix (Québec, Canada). La pointe du cône est sectionnée et laisse voir une surface circulaire.

- *Déformations microscopiques et figures de déformation planaires*

Les minéraux des lithologies impactées sont généralement fortement fracturés et cataclasés. Le métamorphisme de choc induit aussi une déformation caractéristique des minéraux, les microstructures planaires dont on distingue deux types (Montanari et Koeberl, 2000) : les figures de déformation planaire (ou PDFs de l'anglais « *Planar Deformation Features* ») et les fractures planaires (ou PFs de l'anglais « *Planar Fractures* »).

Les PDFs correspondent à des modifications dans le réseau cristallin des minéraux qui sont dues aux fortes élévations de température et de pression qui se produisent lors de l'impact (figure 2.18). Les grains de quartz choqués montrent de multiples lamelles, des macles mécaniques se formant entre 5 et 45 GPa (Montanari et Koeberl, 2000). Dans la nature, ces bandes de déformation se trouvent exclusivement dans les structures d'impact et sont donc spécifiques au métamorphisme de choc. Les PDFs sont des zones d'irrégularités parallèles d'une épaisseur comprise entre 1 et 3 μm et espacées de 2 à 10 μm (Montanari et Koeberl, 2000). Ils se distinguent des lamelles tectoniques (lamelles de Bøhm), issues de mécanismes endogéniques, par leurs orientations selon des plans cristallographiques spécifiques (tableau 2.4), ainsi que par leur épaisseur et leur espacement plus restreints (Stöffler et Langenhorst, 1994). L'orientation des PDFs dans les grains de quartz dépend de l'intensité de la pression de choc subie par la roche impactée (tableau 2.4 et figure 2.20). Plus la pression de choc augmente dans la roche, plus l'espacement entre les PDFs diminue et plus le nombre de familles de PDFs dans un même grain augmente (Montanari et Koeberl, 2000). La figure 2.21 montre un exemple de quartz choqué déformé selon deux plans différents.

Les PFs sont de petites fissures créées par des pressions plus faibles que les PDFs. Ils ne constituent pas une preuve pour mettre en évidence la présence d'un astroblème, mais elles restent caractéristiques des lithologies impactées (Montanari et Koeberl, 2000). Ces fractures sont espacées d'au moins 20 μm et sont parallèles aux plans cristallographiques de faibles indices de Miller tels que (0001) et $\{10\bar{1}1\}$.

Ces microstructures planaires s'observent dans les formations impactées, dans les fragments des impactites en place dans l'astroblème et parfois même dans les éjectas envoyés à l'extérieur des structures comme pour les éjectas distaux du Chicxulub (Mexique ; French, 1998). Les PDFs se retrouvent dans les minéraux des brèches polymictes comme les suévites et permettent de les distinguer des brèches issues de processus endogéniques comme les tufs volcaniques. Les figures de déformation planaire produites par le choc ont aussi été observées dans d'autres minéraux tels que les feldspaths, l'olivine ou les zircons (Montanari et Koeberl, 2000).

Tableau 2.4 Orientation cristallographique des microstructures planaires dans le quartz selon les plans des indices de Miller en fonction de l'intensité du métamorphisme de choc (traduit de Stöffler et Langenhorst, 1994)

PFs : fractures planaires ; PDFs : figures de déformation planaire.

| Intensité du métamorphisme de choc | Orientation principale | Autres orientations | Propriétés optiques |
|------------------------------------|---|---|--|
| 1 – Très faiblement choqué | PFs : (0001) | PFs : rarement $\{10\bar{1}1\}$ | Normale |
| 2 – Faiblement choqué | PDFs : $\{10\bar{1}3\}$ | PFs : $\{10\bar{1}1\}$, (0001) PDFs : rare | Normale |
| 3 – Moyennement choqué | PDFs : $\{10\bar{1}3\}$ | PFs : $\{10\bar{1}1\}$, (0001) rare PDFs : $\{11\bar{2}2\}$, $\{11\bar{2}1\}$, (0001), $\{10\bar{1}1\} + \{11\bar{2}1\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{21\bar{3}1\}$, $\{51\bar{6}1\}$ | Normale ou réduction très faible des indices de réfraction |
| 4 – Fortement choqué | PDFs : $\{10\bar{1}2\}$ $\{10\bar{1}3\}$ | PFs : rare ou absent PDFs : $\{11\bar{2}2\}$, $\{11\bar{2}1\}$, (0001), $\{10\bar{1}1\} + \{11\bar{2}1\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{21\bar{3}1\}$, $\{51\bar{6}1\}$ | Réduction des indices de réfraction 1,546 – 1,48 |
| 5 – Très fortement choqué | PDFs : $\{10\bar{1}2\}$ $\{10\bar{1}3\}$ | Aucune | Réduction des indices de réfraction ($< 1,48$) |

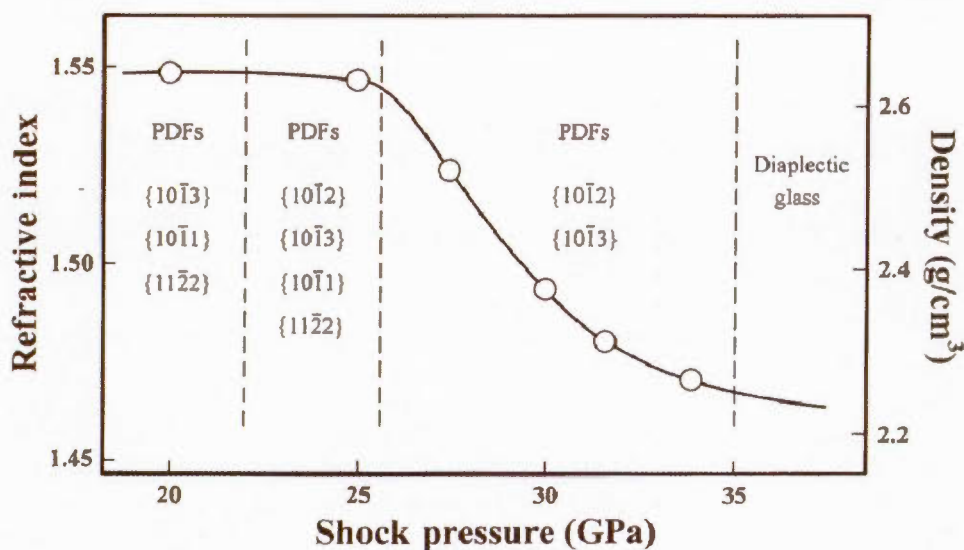


Figure 2.20 Relation entre l'indice de réfraction du cristal de quartz, sa densité (en g/cm³) et la pression subie par la roche impactée lors du choc (d'après Koeberl, 1997 ; modifié de Stöffler et Langenhorst, 1994). Lorsque la pression augmente, le grain de quartz se fracture (baisse de la densité) et s'opacifie (baisse de l'indice de réfraction). Pour une pression supérieure à 35 GPa, le quartz se transforme en verre diaplectique et les figures de déformation planaire (ou PDFs) disparaissent.



Figure 2.21 Grain de quartz choqué provenant des sédiments de la limite Crétacé-Tertiaire dans le sud-ouest du Pacifique. Image vue au microscope électronique à balayage (extraite de Montanari et Koeberl, 2000).

- *Phases minérales de haute pression*

L'existence de très hautes pressions entraîne obligatoirement de nombreuses modifications dans la structure des minéraux originaux. Des changements de phase à l'état solide sont ainsi visibles et des phases minérales de haute pression généralement rares dans un environnement soumis uniquement à des processus tectoniques endogènes apparaissent dans les roches impactées (Stöffler et Langenhorst, 1994). Plusieurs polymorphes de minéraux apparaissent en la faveur de pressions de choc et restent métastables dans la roche après l'impact : la coésite (densité $2,93 \text{ g/cm}^3$) et la stishovite (densité $4,23 \text{ g/cm}^3$), deux variétés denses de pression provenant du quartz (densité $2,65 \text{ g/cm}^3$), la jadéite (densité $3,24 \text{ g/cm}^3$) provenant de la transformation des plagioclases (densité $2,63\text{-}2,76 \text{ g/cm}^3$), la majorite (densité $3,67 \text{ g/cm}^3$) par le changement de phase des pyroxènes (densité $3,20\text{-}3,52 \text{ g/cm}^3$) et la ringwoodite (densité $3,90 \text{ g/cm}^3$) de l'olivine (densité $3,22\text{-}4,34 \text{ g/cm}^3$).

Les deux polymorphes les plus couramment rencontrés dans les roches impactées sont ceux du quartz : la coésite et la stishovite. D'après le diagramme des phases à l'équilibre du quartz (figure 2.18), la coésite apparaît à des pressions de l'ordre de 3 GPa et la stishovite se forme vers 10 GPa. Ainsi, la coésite peut se rencontrer dans les roches métamorphiques endogènes alors que la stishovite ne s'observe que dans les roches choquées par un impact. Les observations de Stöffler et Langenhorst (1994) ont montré que la stishovite apparaissait avant la coésite lors de la formation d'un astroblème. La stishovite se forme immédiatement lors du choc alors que la coésite cristallise lors de la diminution de pression, pendant la phase de relaxation des contraintes (ou phase de réajustement).

De plus, certains astroblèmes comme le Ries en Allemagne ou Popigai en Sibérie ont montré la présence de diamants d'impact. Ces derniers se forment lorsque du graphite est présent dans le

substratum impacté. Ces diamants d'impact, appelés aussi diamants apographitiques (Montanari et Koeberl, 2000), préservent généralement une forme tabulaire et hexagonale héritée de la forme du graphite dont ils sont originaires.

- *Verre diaplectique et fusion des minéraux*

Lorsque la pression dépasse 35 GPa, les minéraux commencent à s'opacifier et une phase isotrope préservant la structure originelle des cristaux (clivage, macles, parfois aussi les PDFs) commence à se développer. Il s'agit de verre diaplectique décrit par Stöffler et Hornemann (1972) comme étant une phase intermédiaire entre la phase cristalline et la phase vitreuse « normale » provenant de la fusion de cristal. Ce verre diaplectique est issu de la transformation à l'état solide d'un minéral, avant le début de la fusion. Le verre diaplectique du feldspath, la maskélynite, se forme par exemple à des pressions comprises entre 35 et 45 GPa (tableaux 2.2 et 2.3).

Lorsque la pression de choc est plus élevée que 45 GPa, les minéraux commencent à fondre et perdent alors leur structure originelle. Les très fortes pressions et températures entraînent une fusion sélective ou complète et une vitrification des minéraux initiaux. Les minéraux subissent tout d'abord une fusion individuelle alors que certaines associations minérales ne sont pas touchées. La fusion est inhabituelle puisque certains minéraux normalement réfractaires sont affectés comme le zircon et le sphène dont les températures de fusion sont supérieures à 1400 - 1700°C. Le quartz est affecté par cette fusion et l'on peut noter sa transformation en lechatéliérite, un changement en une phase amorphe qui s'opère à plus de 1713°C. Dans d'autres circonstances, cette phase ne se rencontre sur Terre que dans les fulgurites, des sables frappés par la foudre.

Puis, lorsque la pression de choc dépasse les 60 GPa, l'augmentation de température générée par la libération d'énergie lors de la décompression de la roche après l'impact est suffisante pour dépasser le point de fusion de la roche et la fondre entièrement (tableaux 2.2 et 2.3). Des textures particulières, des figures de flux, des figures de mélange entre des phases minérales ou des vésicules caractérisent les roches fondues (figure 2.22).



Figure 2.22 Fusion complète d'une roche fortement choquée de l'astrobolite de Sudbury (Ontario, Canada). Photo en lumière polarisée non analysée (French, 1998). La matrice montre une texture fluidale typique d'un verre hétérogène.

2.3.3 Distribution verticale et latérale des faciès d'impact

La nature des impactites et la présence d'indices de métamorphisme de choc précédemment décrit sont contrôlés par la pression de choc et la température post-impact (Stöffler et Langenhorst, 1994 ; French, 1998). En effet, la déformation de la roche impactée (fracturation, bréchification, présence de verre, de minéraux de haute pression ou encore de PDFs) dépend des conditions de pression et température (tableaux 2.2 et 2.3). Or, l'énergie thermique et le pic de pression dispersés par le passage de l'onde de choc diminuent avec la distance au point d'impact latéralement et en profondeur (figure 2.23 ; French, 1998). Lors des phases de compression puis d'excavation, les conditions de pression (P) et de température (T) dans le cratère transitoire suivent la décroissance progressive de l'énergie depuis le centre de l'astroblème vers la bordure. Ces champs P-T influent sur la composition des impactites en matériaux fondus et choqués. Au stade de la phase d'excavation, les matériaux les plus choqués sont au centre de la structure et les matériaux fondus sont portés à des niveaux structuraux supérieurs (figure 2.23). Enfin, durant la phase de modification, les matériaux fondus peuvent glisser dans le cratère sous forme de slumps, se disséminer dans les brèches de retombées qui remplissent le cratère, ou former des niveaux d'impactites riches en verre et interlités avec ces brèches de retombées.

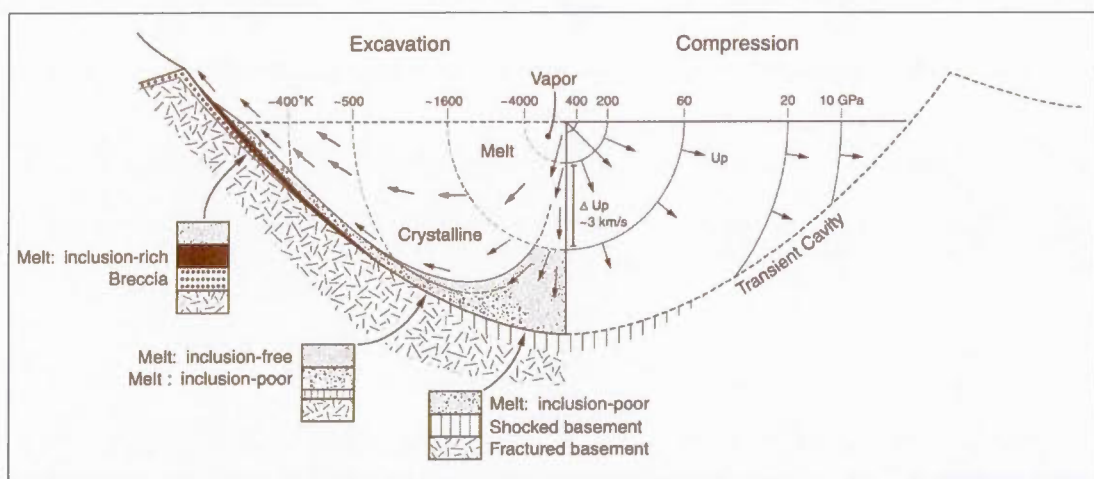


Figure 2.23 Formation des impactites en fonction des champs de pression et de température dans un cratère transitoire (extrait de French, 1998 ; d'après Grieve *et al.*, 1977). La figure représente la coupe du cratère pendant les phases d'excavation et de compression. Les flèches indiquent les directions de mouvement des matériaux impactés. Les impactites incorporent des fragments de matériaux choqués et non-choqués provenant des murs et du substratum du cratère. Le pourcentage relatif de ces fragments dans les matériaux fondus est indiqué dans les colonnes stratigraphiques schématiques.

À la fin de la phase de modification, lorsque l'astrolème a pris sa forme à l'équilibre isostatique, les impactites qui remplissent la structure et les éjectas qui l'entourent ont une distribution relativement bien établie d'après l'étude des dépôts dans les structures terrestres connues (French, 1998).

La cuvette d'une structure simple est remplie approximativement jusqu'à la moitié de sa cavité par des brèches composées de fragments des lithologies impactées, métamorphisées par le choc ou non, mélangés à des fragments ou des lentilles de roches choquées et fondues (figure 2.24 ; Melosh, 1989 ; Koeberl et Anderson, 1996 ; French, 1998). Les faciès de plus haut grade métamorphique sont généralement au centre de la structure où les pressions ont été les plus fortes. Cependant, dans le cas d'une structure complexe, les matériaux contenant les indices du plus haut faciès de métamorphisme de choc sont élevés stratigraphiquement par le rebond central (figure 2.25 ; French, 1998). Ainsi, si la structure complexe est soumise à l'érosion après sa formation, les faciès les plus choqués et fondus seront érodés en premier.

Le substratum des astrolèmes est fracturé et bréchifié. Lors de la formation des fractures à la base des structures d'impact, des brèches lithiques, des suévites ou encore des brèches de matériaux fondus peuvent en remplir l'ouverture (figures 2.24 et 2.25). La formation des pseudotachylites dans le substratum est toutefois différente (Reimold et Gibson, 2005). Les pseudotachylites se rencontrent également dans des fractures générées par des phénomènes tectoniques endogènes et ayant subi une friction telle que les matériaux le long de ces fractures ont fondu. Les pseudotachylites présentes dans le substratum rocheux des astrolèmes se formeraient par le même processus. Pendant la phase de relaxation des contraintes (phase de modification), des masses rocheuses mises en mouvement glissent les unes par rapport aux autres et les bordures des cratères complexes s'effondrent pour former une zone de terrasses. Les fractures qui accommodent les mouvements subissent une friction suffisamment importante pour induire la fusion du matériel. Les pseudotachylites se localisent le plus souvent en veines dans les roches de la remontée centrale et dans les failles listriques qui séparent les terrasses, les deux ensembles rocheux qui ont subi les déplacements les plus importants.

La distribution des faciès d'impact sous la cuvette est aussi déterminée par les variations latérales et verticales des isobares et des isothermes. Les champs P-T dans le substratum des astrolèmes ont été modélisés numériquement afin d'estimer le volume de matériaux modifiés par le choc en reproduisant la forme finale d'un cratère ayant subi une collision verticale avec un projectile (Ugalde *et al.*, 2005). Il apparaît que les pressions et les températures maximales enregistrées sont toujours au centre de l'astrolème puis diminuent graduellement, latéralement et verticalement depuis le point d'impact (figure 2.26).

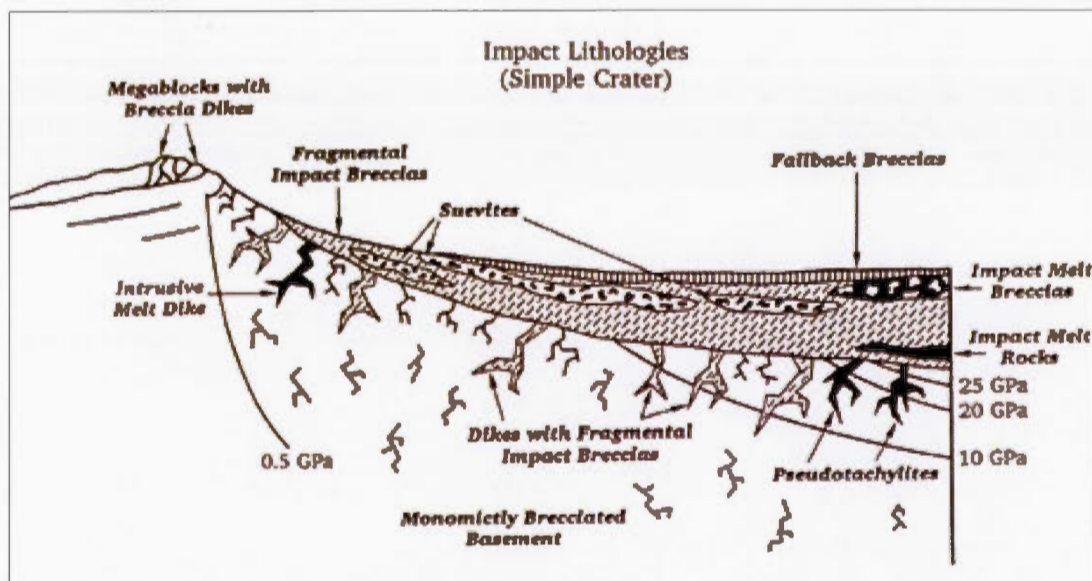


Figure 2.24 Répartition des faciès d'impactites dans une structure de type simple (Koeberl et Anderson, 1996). La figure représente la coupe d'une structure simple depuis son centre (à droite) jusqu'à sa bordure (à gauche). Les isobares (GPa) sont représentées par les lignes noires sous la cuvette. Notons la décroissance progressive de la pression depuis le centre vers la bordure.

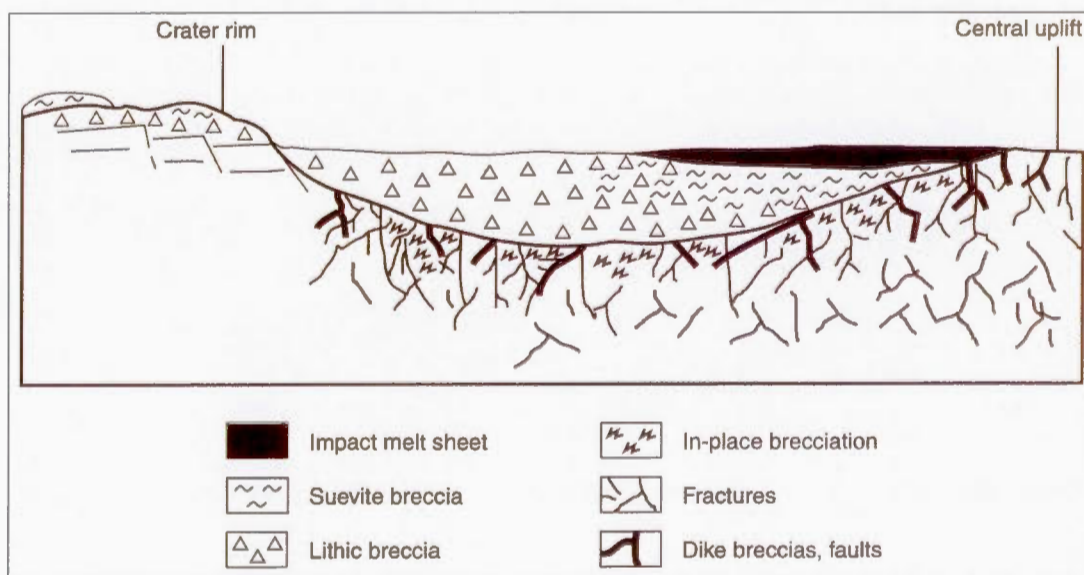


Figure 2.25 Répartition des faciès d'impactites dans une structure de type complexe (French, 1998). La figure représente la coupe d'une structure complexe depuis sa remontée centrale (à droite) jusqu'à la zone des terrasses (à gauche).

On peut noter que plus la structure finale est de grande taille, plus les pressions suffisantes pour observer des indices de métamorphisme de choc ($P \geq 2$ GPa) affectent un grand volume de roche du substratum (figure 2.26). Pour un cratère simple de 1,5 kilomètres de diamètre, les isobares supérieures à 2 GPa et les isothermes supérieures à 374 K n'excèdent pas plus de 500 mètres de profondeur sous la base de la cuvette. Pour un cratère complexe de 12 kilomètres de diamètre, la fracturation sous la cuvette atteint une distance de 4 à 5 kilomètres de profondeur. Pour les structures de 90 kilomètres de diamètre et plus, la forme des isothermes et des isobares se complexifie. Le métamorphisme de choc suffisant pour permettre la fusion des matériaux ($P > 50$ GPa) peut se produire jusqu'à des profondeurs de 5 à 12 kilomètres depuis le centre de la structure.

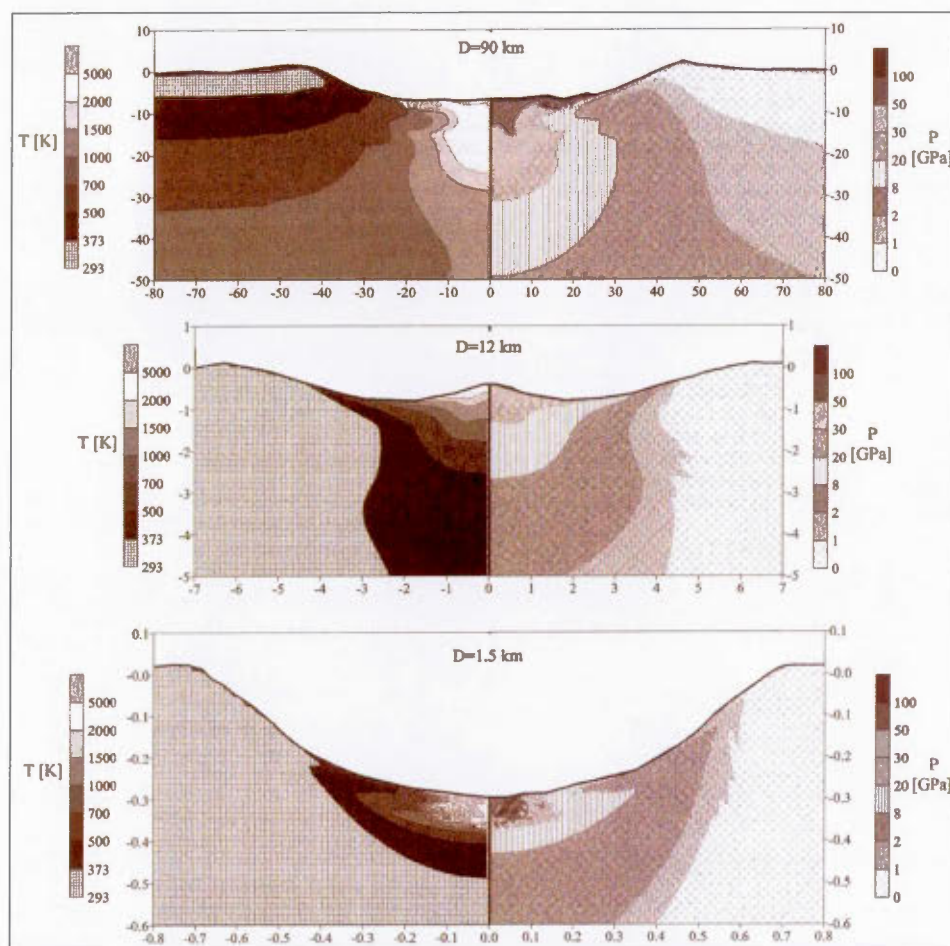


Figure 2.26 Pression (à droite, en GPa) et température (à gauche, en K) maximales pour trois astéroïdes de tailles différentes (d'après Ugalde *et al.*, 2005). En haut : structure de 90 kilomètres de diamètre ; au milieu : structure de 12 kilomètres de diamètre ; en bas : structure de 1.5 kilomètres de diamètre. Modélisation mathématique numérique réalisée avec le logiciel SALEB (« Simplified Arbitrary Lagrangian Eulerian code », version B).

Enfin, les abords de la structure sont recouverts par des éjectas dont la distribution est contrôlée par les phénomènes de transport aérien et de balistique (figure 2.27 ; Melosh, 1989). Ces contrôles leur confèrent un granoclassement décroissant en s'éloignant de la structure, la zone à mégablocs étant située directement au bord du cratère (figures 2.3 et 2.24), et une asymétrie des dépôts suivant l'angle d'incidence du projectile avec le sol.

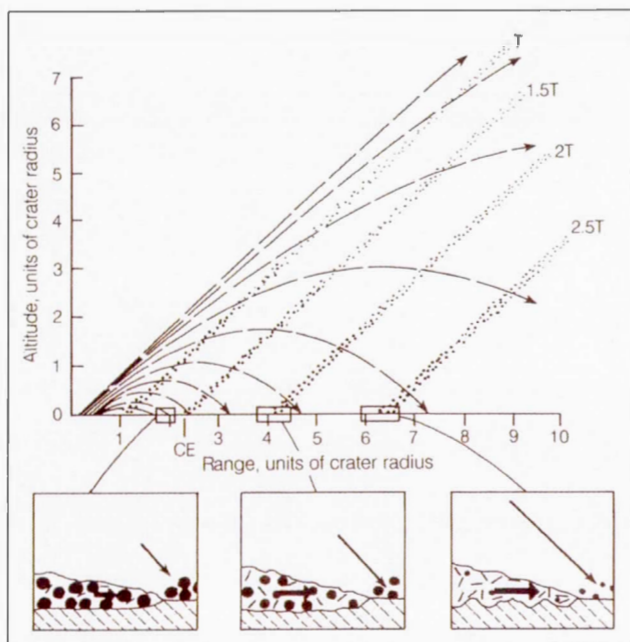


Figure 2.27 Trajectoires balistiques des éjectas (Melosh, 1989). La bordure de la structure d'impact finale est située à un rayon de cratère égal à 1 (en abscisse). La couche d'éjectas est représentée à différents instants pendant la formation du cratère : T, 1.5T, 2T et 2.5T, T étant le temps de formation de l'astroblème. Les dépôts les plus distaux correspondent aux éjectas les plus fins et les plus choqués car ils sont éjectés à de plus grandes vitesses, à des altitudes plus grandes (meilleur tri) et ils mettent plus de temps à atteindre leur position finale.

2.4 Réajustements et modifications post-impact des structures complexes et multi-annulaires

Les mécanismes conduisant aux réajustements des astroblèmes de grande taille, lors de la phase de modification, sont contrôlés principalement par les forces gravitationnelles et la rhéologie des matériaux impactés (Melosh, 1989). Un autre type de mécanismes entraînant un réajustement tardif des astroblèmes est postulé pour expliquer la formation des plus grandes structures d'impact extraterrestres, la théorie de modifications volcaniques (Melosh, 1989 ; d'après Hartmann et Yale, 1969). Des zones de fusion tardives peuvent se former sous le cratère lorsque l'énergie de décompression de la roche sous l'impact crée une augmentation de température suffisante. Ces sortes de chambres volcaniques peuvent créer une subsidence le long de fractures annulaires comme lors d'un effondrement de caldeira volcanique et favoriser l'effondrement de la partie centrale d'un astroblème. Cependant, ce type de mécanisme n'a jamais été observé sur Terre jusqu'à présent.

La durée des réajustements post-impact est supposée être très courte, l'effondrement du pic central d'une structure complexe et les mouvements permettant à une structure d'acquiescer sa forme à l'équilibre sont de l'ordre de quelques minutes (Melosh, 1989 ; Rondot, 1995).

Cependant, il existe des phénomènes de réajustements et de modifications post-impact qui peuvent avoir une action sur le long terme, c'est-à-dire à l'échelle des temps géologiques. Ces phénomènes sont encore peu étudiés à ce jour. Néanmoins, quelques phénomènes géologiques qui en sont la conséquence directe ont été observés dans plusieurs structures. En effet, la sédimentation post-impact qui recouvre parfois partiellement ou totalement les astroblèmes enregistre les réajustements post-impact en se déformant ou en se fracturant pour accommoder les mouvements de la structure qui se trouve au dessous. Les profils sismiques de la Baie Chesapeake aux États-Unis (figure 2.28) montrent un ensemble de failles normales recoupant les sédiments marins, âgés de l'Éocène au Quaternaire, qui recouvrent la structure. Ces effondrements semblent reliés à l'action conjuguée des failles et de la compaction progressive des brèches d'impact sous-jacentes sous l'effet du poids de la colonne sédimentaire supérieure qui s'est accumulée depuis l'Éocène (Poag *et al.*, 2004). La compaction maximale est enregistrée au centre de la structure où l'épaisseur des impactites est la plus grande (figure 2.28, A). Cependant, les sédiments post-impact situés au dessus de la zone des terrasses, dans l'anneau externe de la structure (figure 2.28, B), présentent aussi une fracturation importante. Les mouvements le long de ces failles normales pendant la sédimentation post-impact ont induit en plus une inflexion des sédiments sous forme de plis, concentriques à la structure, dans des grabens d'effondrement limités par des failles elles-mêmes concentriques (figure 2.28, C). Ce jeu de failles concentriques fait ainsi apparaître une structure circulaire dans les sédiments post-impact.

La durée de ces modifications post-impact des astroblèmes est inconnue mais peut probablement subvenir encore des milliers d'années après la collision puisque les sédiments post-impact de l'Éocène au Quaternaire au dessus de l'astroblème de la Baie Chesapeake sont affectés par les déformations reliées à la subsidence par compaction des impactites sous-jacentes depuis l'impact, il y a 36 Ma.

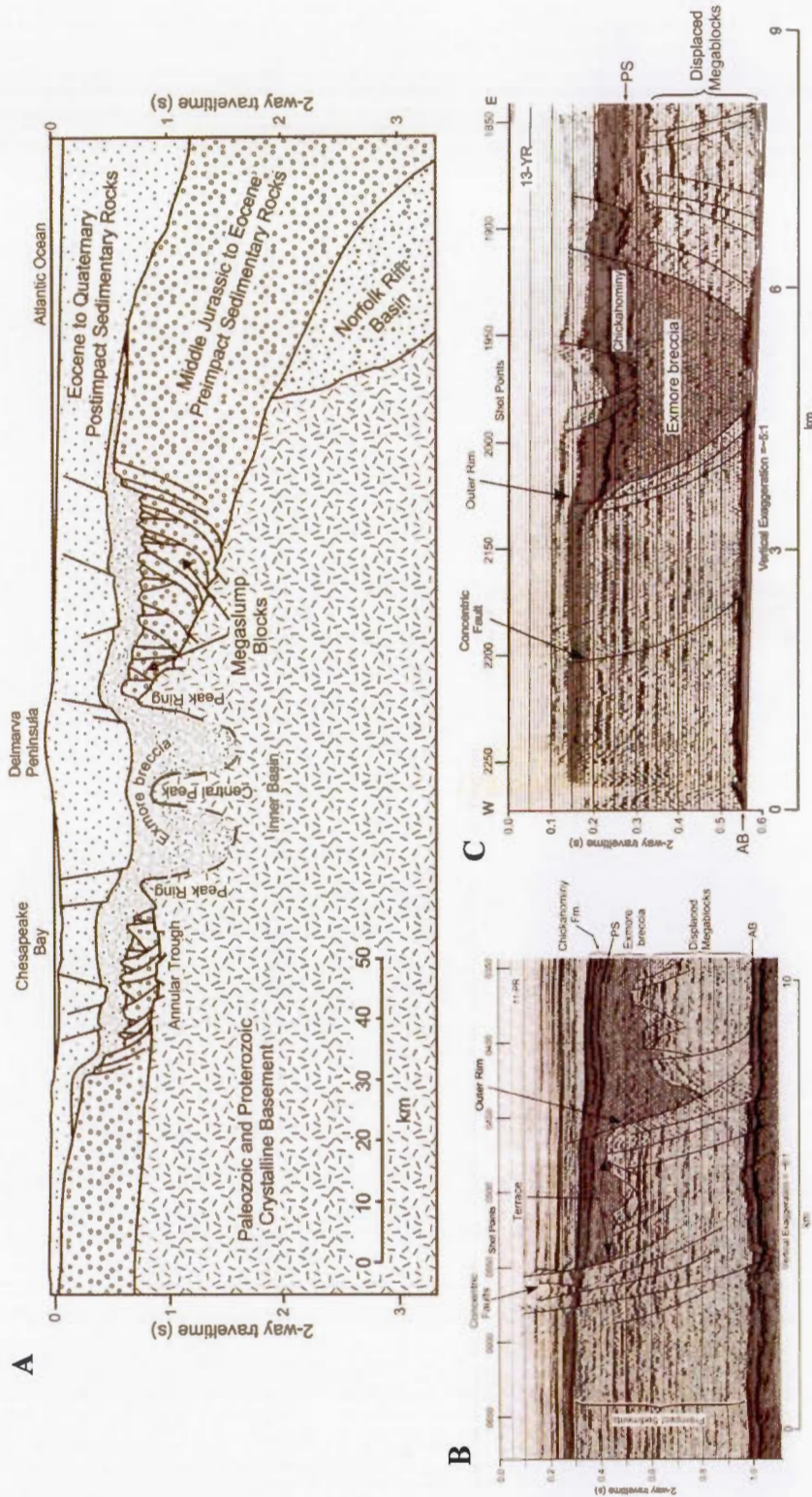


Figure 2.28 Interprétation des profils sismiques de la structure de la Baie Chesapeake, Virginie, États-Unis. A – Coupe structurale et morphologie de la structure d’impact, réalisée d’après la compilation et l’interprétation de profils sismiques réflexion (longueur totale des lignes de cheminement = 2018 km) et de 234 forages. (tiré de Poag *et al.*, 2004 ; modifié de Poag *et al.*, 1999). B – Profil de sismique réflexion 11-PR et C – Profil de sismique réflexion 13-YR. B et C traversent la partie nord de l’anneau externe, dans la zone des terrasses de la structure (carte de localisation des profils dans Poag *et al.*, 2004). PS correspond à la base des sédiments post-impact (le mur de la Formation Chickahominy ou le toit des dépôts d’impaction « Exmore breccia »). AB (« Acoustic Basement ») désigne la surface supérieure du socle cristallin.

D'autre part, les changements reliés aux mouvements des plaques tectoniques ou aux orogènes peuvent entraîner une modification importante de la morphologie des astroblèmes. Les structures déformées peuvent perdre toute forme circulaire comme dans le cas de Sudbury (Ontario, Canada). Suite principalement à l'orogène Pénokéen (~ 1879-1820 Ma), puis à la compression régionale reliée au front du Grenville (1300-950 Ma) situé à 15 kilomètres au sud-est de l'astroblème, la structure d'impact de Sudbury (figure 2.29) a pris une forme elliptique dont la direction d'allongement est parallèle au front tectonique (Brocoum et Dalziel, 1974).

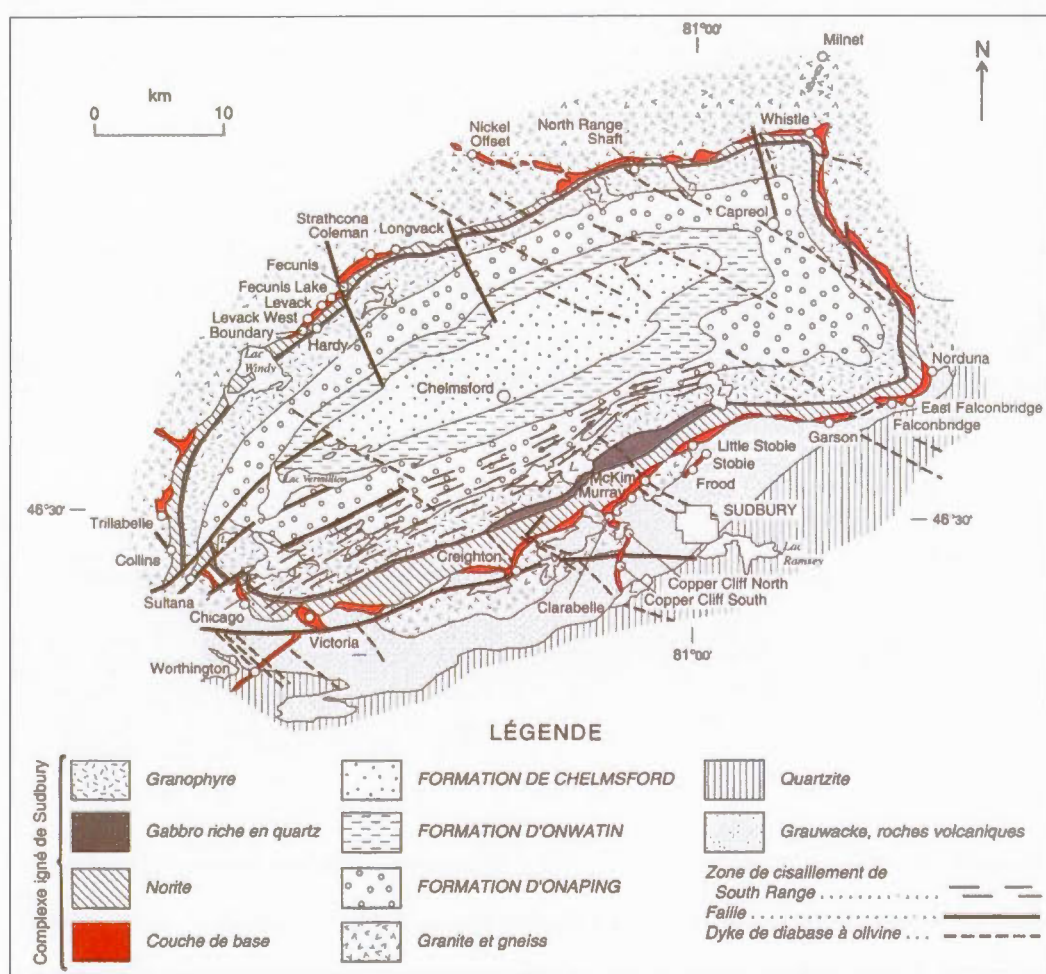


Figure 2.29 Carte géologique de la structure de Sudbury, Ontario, Canada (d'après Eckstrand *et al.*, 1995). La couche de base colorée en rouge permet de suivre les limites de l'astroblème. Les points blancs montrent l'emplacement des mines de nickel-cuivre et de certains des gisements les plus importants du Complexe igné de Sudbury.

Enfin, bien que les impacts météoritiques modifient la surface terrestre en laissant une cicatrice circulaire plus ou moins complexe, l'érosion peut oblitérer partiellement ou totalement la morphologie des astroblèmes et faire disparaître les dépôts qui s'y sont formés. L'érosion nivelle la topographie de cette cicatrice et abrase tout d'abord la couche d'éjectas puis les impactites déposées dans la cuvette. Dans la structure multi-annulaire de Vredefort (Afrique du Sud), le niveau d'érosion de l'astroblème a été établi entre 7 et 10 kilomètres (Gibson *et al.*, 1998 ; Henkel et Reimold, 1998). Bien que la structure ait été érodée en profondeur et que la majorité des brèches aient disparu, des indices de métamorphisme de choc tels que les *shatter cones*, les PDFs et les polymorphes de haute pression sont toujours visibles dans les roches cristallines du pic central et les dépôts sédimentaires impactés du bassin du Witwatersrand (Gibson et Reimold, 2005).

Le mode de formation des structures d'impact météoritiques et les critères lithologiques et pétrographiques qui constituent les roches caractéristiques des astroblèmes sont régis par des phénomènes physiques et géodynamiques assez bien cernés de nos jours par la science de l'impactologie. Les quelques notions apportées par ce chapitre vont permettre de discuter dans la partie suivante des critères de reconnaissance des lithologies impactées utilisés par les auteurs il y a deux décennies pour expliquer le mode de formation de la structure de Carswell.

CHAPITRE III

SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LA STRUCTURE DE CARSWELL ET PROBLÉMATIQUE

3.1 Introduction

Plusieurs travaux ont été menés sur la structure de Carswell entre les années '60 et '80. Le but principal était de caractériser les minéralisations uranifères et d'en comprendre le mode de mise en place. Certains de ces travaux se sont attardés sur la structure d'impact elle-même (Currie, 1969 ; Bassaget et Camps, 1973 ; Pagel, 1975 ; Harper, 1983 ; Pagel *et al.*, 1985), mais après que les études en géochronologie aient établi l'âge de sa formation entre 115 et 515 Ma par les méthodes de datation isotopique Ar-Ar et K-Ar (Wanless *et al.*, 1968 ; von Einsiedel, 1981 ; Bell, 1985 ; Bottomley *et al.*, 1990), les recherches sur l'astroblème ont stagné, l'impact étant alors considéré comme postérieur à la mise en place des minéralisations et sans grand intérêt pour l'exploration. Ce chapitre présente une synthèse des travaux effectués sur la structure de Carswell : les modèles de formation de l'astroblème, l'étude des différents indices de métamorphisme de choc, les travaux de datations isotopiques et l'évaluation de son contexte stratigraphique.

Les deux dernières décennies ayant permis d'avancer considérablement sur la connaissance des astroblèmes et leurs critères de reconnaissance, il était justifié de réétudier les travaux antérieurs sur Carswell, d'autant plus que les travaux d'exploration se sont poursuivis depuis ce temps et permettent d'accéder à de nouvelles données. Les résultats de chacun des travaux antérieurs sur Carswell sont discutés dans ce chapitre. Cette synthèse révèle plusieurs particularités de la structure de Carswell, notamment sur la répartition des impactites et des indices de métamorphisme de choc, qui laissent planer un doute quant à l'âge présumé de l'impact dans la littérature actuelle.

3.2 Modèles de formation de la structure de Carswell

La structure de Carswell est caractérisée par un synclinal circulaire dont l'axe central correspond aux dolomies de la Formation de Carswell (Wheatley, 1985 ; Beaudemont et Fredorovick, 1996 ; partie 1.2 figures 1.7 et 1.8). Deux théories ont été proposées pour expliquer la formation d'une telle structure et la remontée du socle (Currie, 1969 ; Pagel, 1975 ; Harper, 1983 ; Pagel *et al.*, 1985) : la théorie de la crypto-explosion et celle de l'impact météoritique.

Currie (1969) a soutenu la théorie de la crypto-explosion. Il proposa un modèle pouvant expliquer la formation du synclinal par la montée diapirique du socle sous-jacent (figure 3.1). Les dolomies de la Formation de Carswell auraient glissé avec l'élévation progressive du dôme de socle sur les shales de la Formation de Douglas, agissant comme surface de décollement, et formeraient une série de plis concentriques. Les dykes de brèches observés dans la structure (partie 3.3.2) ont été attribués à des fractures qui, vers la surface, auraient permis l'expulsion des phases volatiles contenus dans le socle sous-jacent et dont la libération explosive aurait bréchifié les matériaux traversés.

Après la découverte d'indices de métamorphisme de choc (partie 3.3), la théorie de l'impact météoritique a été acceptée par la majorité des auteurs et un second modèle a été proposé par Harper (1983) qui suggéra que la structure de Carswell est l'empreinte laissée par un impact météoritique ordovicien dans les sédiments du bassin d'Athabasca (figure 3.2). Les inversions stratigraphiques des unités adjacentes à la fenêtre de socle seraient contemporaines de la remontée de socle au travers des couches du Sous-Groupe de William River et les dolomies de la Formation de Carswell auraient été plissées par le retournement des couches sédimentaires en bordure de l'astroblème lors de la phase d'excavation (partie 2.1). La structure formerait ainsi un synclinal déjeté autour de la remontée de socle centrale où des gisements uranifères ont été portés à l'affleurement. L'érosion de la structure aurait ensuite entraîné la disparition des éjectas et des plus jeunes dépôts du bassin. Seule une partie des dépôts des formations de Carswell et de Douglas aurait été préservée dans un graben annulaire grâce à un affaissement du socle par compensation de la remontée centrale.

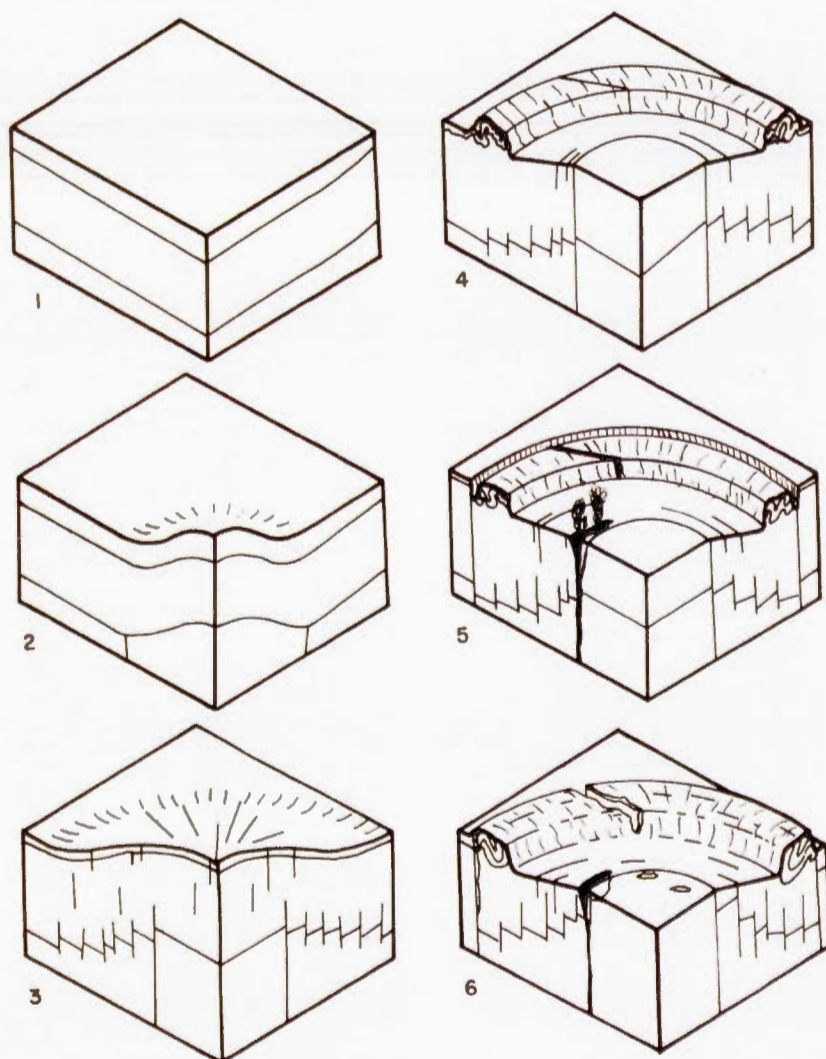


Figure 3.1 Blocs-diagrammes expliquant la formation de la structure circulaire de Carswell selon la théorie de la crypto-explosion (Currie, 1969).

1 : Position initiale des dolomies de la Formation de Carswell, des sédiments de l'Athabasca et du socle sous-jacent.

2 : Remontée du socle sous la forme d'un diapir.

3 : Les sédiments accompagnent la remontée du socle et création d'un dôme.

4 : Le socle continue sa progression jusqu'à la surface. Les dolomies compétentes de la Formation de Carswell, qui dominent la séquence sédimentaire, se déforment en glissant sur les flancs du dôme en une série de plis concentriques découpés par des failles. Le plan de décollement utilisé correspond à un niveau de shale sous les dolomies (Formation de Douglas).

5 : Dégazage violent lorsque les fractures atteignent la surface et fluidalisation des matériaux traversés formant ainsi des cheminées bréchiques. Effondrement du dôme selon des failles concentriques et métasomatisme avec fusion locale des roches.

6 : L'érosion finit par éroder la Formation de Carswell. Seules les dolomies présentes dans le graben créé par la subsidence sont préservées et les brèches moins compétentes sont érodées.

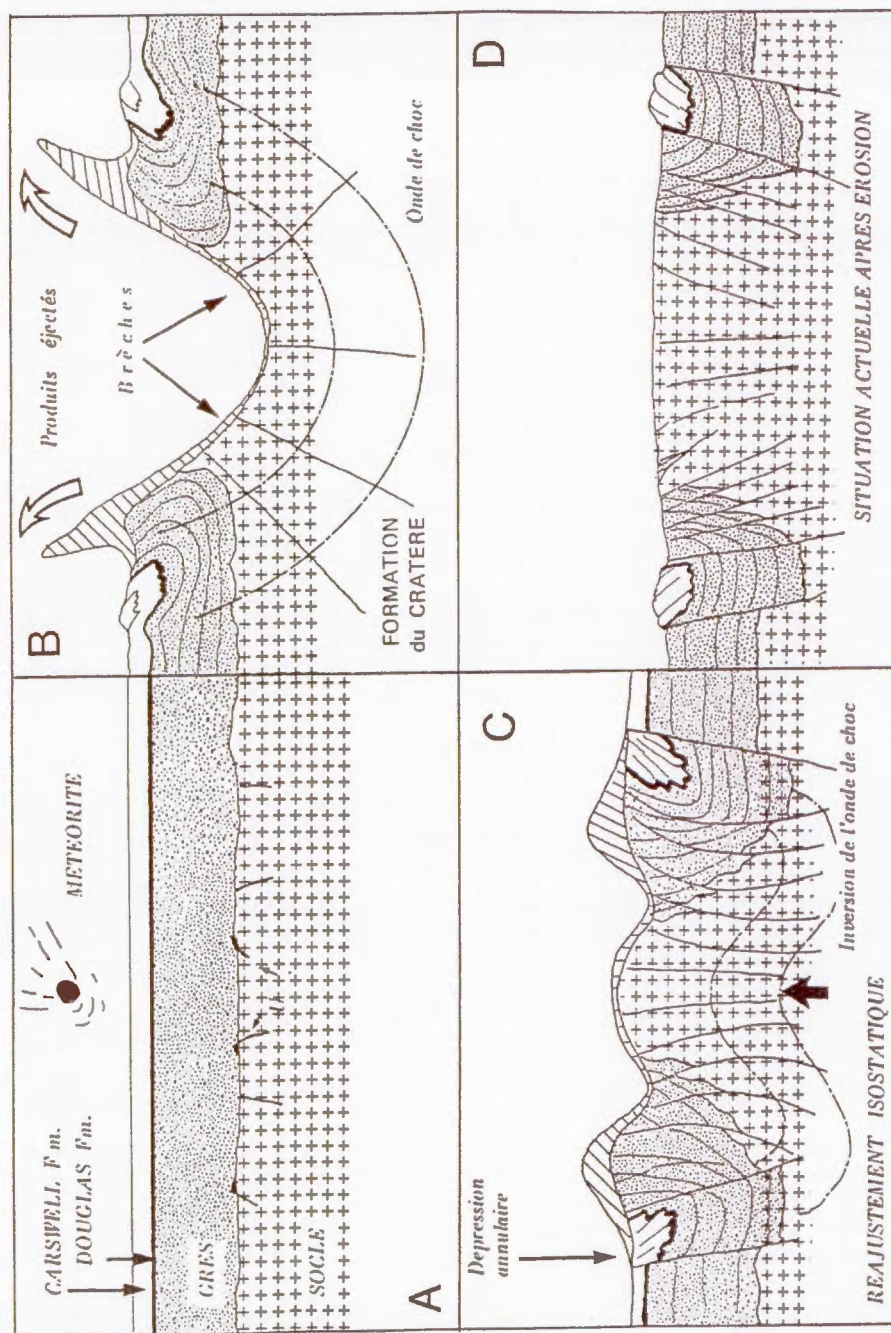


Figure 3.2 Formation de la structure de Carswell (d'après Harper, 1983). A – Arrivée de la météorite sur le bassin d'Athabasca : les plus jeunes Formations de Carswell et de Douglas recouvrent les grès du bassin qui se sont déposés sur le socle et les minéralisations uranifères se sont déjà mises en place sur la discordance. B – Phase d'excavation de l'impact : l'onde de choc se propage dans les lithologies impactées, création des brèches et des produits éjectés. C – Phase de réajustement isostatique de l'astrolème : remontée du socle à travers les couches sédimentaires et mise en place des dolomies de la Formation de Carswell dans une dépression annulaire. D – Situation actuelle après l'érosion des éjectas et des formations les plus jeunes dépôts sédimentaires du bassin.

3.3 Traces de métamorphisme de choc dans la structure de Carswell

Lors des travaux antérieurs concernant la structure de Carswell, plusieurs objets géologiques macroscopiques et microscopiques ont été identifiés comme relevant du métamorphisme de choc, étayant ainsi la théorie de l'impact météoritique développée par Harper (1983). Certains de ces critères rapportés par les auteurs sont effectivement considérés comme des indices de métamorphisme de choc permettant la reconnaissance de lithologies impactées dans un astroblème (partie 2.3) et sont brièvement décrit ci-dessous.

3.3.1 *Shatter cones* de la structure de Carswell

Les premiers *shatter cones* de la structure de Carswell ont été découverts par Innes (1964). Currie (1969) décrit ces derniers comme des surfaces légèrement courbes avec des stries peu développées et émet un doute quant à leur origine. Bassaget et Camps (1973) ont observé ces *shatter cones* et en ont cartographié la répartition dans la structure de Carswell (figure 3.3). Ces fractures coniques sont disséminées à travers les roches du socle de la remontée centrale et seuls deux *shatter cones* ont été notés dans un grès conglomératique reposant directement sur les roches du socle (Pagel *et al.*, 1985). Selon Pagel (1975), leur développement est localisé sur une bande de 1 à 5 kilomètres depuis la bordure du noyau de socle vers le centre de l'astroblème.

Harper (1983) a décrit des stries en forme de queue de cheval dans un grès massif du Groupe d'Athabasca à proximité de la discordance. De telles stries ont aussi été observées sur un galet de grès extrait d'un till glaciaire situé à environ 1 kilomètre à l'est de la carrière Claude (localisation en figure 1.9 ; Baudemont et Fredorovich, 1996). Les grès conglomératiques présents en bordure de la remontée de socle semblent avoir pu développer ces indices de métamorphisme de choc. Toutefois, Harper (2004, communication personnelle) n'a jamais observé de *shatter cone* dans la couverture sédimentaire. La présence de ces fractures coniques dans les sédiments reste donc pour le moins ambiguë.

Enfin, Baudemont et Fredorowich (1996) ont étudié la direction de pointement des cônes (figure 3.4) et ont conclu que leur orientation variable est due à des rotations de blocs du socle durant la phase de réajustement post-impact.

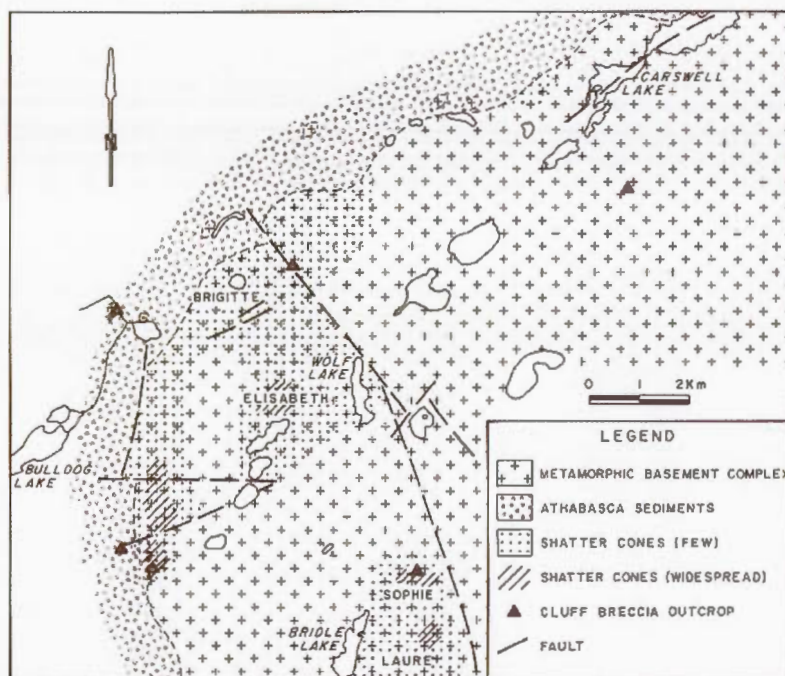


Figure 3.3 Répartition des *shatter cones* et des brèches de Cluff au niveau de la discordance entre le socle et les sédiments, au nord-ouest de la remontée centrale (extrait de Pagel *et al.*, 1985, modifié de Bassaget et Camps, 1973).

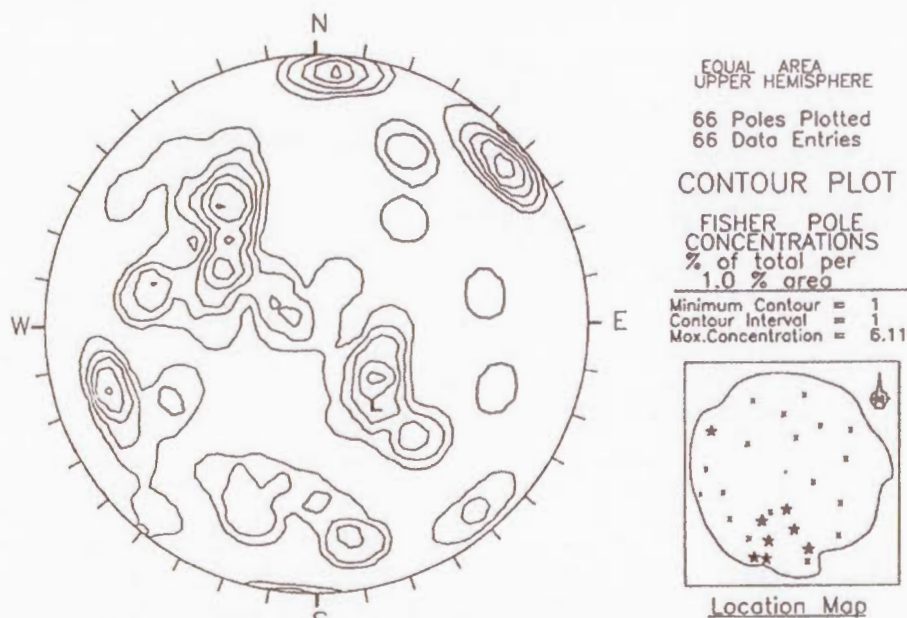


Figure 3.4 Projection stéréographique équiaire sur hémisphère supérieur de l'orientation des *shatter cones* dans la remontée de socle au centre de la structure de Carlswell (Baudemont et Fredorowich, 1996). La carte de localisation montre l'emplacement des points de mesures dans la remontée centrale (\bullet = 1 ; \times = 2 ; \star = 3).

3.3.2 Brèches d'impact dans la structure de Carswell

Les brèches associées à la structure de Carswell ont été classées en trois familles (Pagel *et al.*, 1985 et von Einsiedel, 1981) :

1) Les brèches crypto-cristallines dérivées de la fusion du socle (Pagel *et al.*, 1985), appelées aussi brèches de type volcanique (von Einsiedel, 1981), sont observées dans des dykes répartis dans le socle mais absents de la couche sédimentaire sus-jacente. On n'y retrouve aucun claste d'origine sédimentaire. Ces brèches montrent une altération en minéraux argileux et l'analyse aux rayons X suggère la présence de dickite (von Einsiedel, 1981), un silicate d'aluminium hydraté dont la formation dans le bassin d'Athabasca a lieu pendant le pic maximal de la diagenèse et serait contemporaine de la formation des principales minéralisations uranifères (Renac *et al.*, 2002).

2) Les brèches de fracture, monomictes ou polymictes, sont les plus importantes en terme de volume. Ces brèches prennent place dans des zones de fractures, en lentilles ou suivant des zones linéaires dans les roches du socle (von Einsiedel, 1981). Elles sont communément appelées brèches de Cluff et se composent majoritairement de fragments anguleux à arrondis de socle, de pseudotachylites et très rarement de roche sédimentaire (von Einsiedel, 1981) dans une matrice de chlorite phylliteuse. La matrice issue de la pulvérisation de la roche et de l'attrition des fragments entre eux est de nature fragmentaire. La brèche de Cluff est considérée par Harper (1983) comme étant une impactite de type suévite. Pagel (1975) fait remarquer l'existence d'enclaves montrant différents stades de métamorphisme de choc, c'est-à-dire des clastes non affectés par le métamorphisme de choc et des clastes déformés ou ayant subi une hausse de température suffisante pour les fondre. La brèche de Cluff se trouve en grande partie sous forme de filons dans le socle mais deux filons ont été observés dans les grès et conglomérats près de la discordance socle / sédiments (Pagel *et al.*, 1985 ; figure 3.3). Un autre affleurement observé sur la discordance au sud du pic central montre une variation dans la composition des clastes (Pagel, 1975) ; au contact avec le socle, les clastes quartzofeldspathiques sont très abondants et deviennent de plus en plus rares et petits au contact des grès. En contrepartie, des clastes de microconglomérat et de grès apparaissent à proximité du contact avec les sédiments. Le contact entre les grès de l'Athabasca et cette brèche est brutal alors que le passage entre le socle et la brèche est progressif. D'autre part, l'étude structurale des principaux gisements uranifères (Ey, 1984) indique que les brèches de Cluff sont observées en injection dans tous les types de structures tectoniques et qu'une remobilisation mécanique des minéralisations y est associée, certaines brèches présentant une minéralisation uranifère diffuse. Selon Ey (1984), les brèches de Cluff se sont mises en place tardivement à toute déformation, dans un bâti structural stable puisqu'elles ne sont recoupées par aucune autre structure.

3) Les pseudotachylites se présentent sous forme de veines dans le socle et de fragments dans la brèche de Cluff (von Einsiedel, 1981 ; Pagel *et al.*, 1985 ; Harper, 1983). Les pseudotachylites de Carswell sont décrites dans la littérature comme des brèches à fragments de socle dans une matrice vitreuse. À l'affleurement, elles sont souvent observées à proximité des brèches de fracture qui les recoupent (von Einsiedel, 1981).

Plusieurs auteurs ont réalisé des analyses géochimiques sur ces brèches (Currie, 1969 ; Pagel, 1975 ; von Einsiedel, 1981 ; Harper, 1983). D'après la figure 3.5, toutes les analyses révèlent que la composition chimique moyenne des impactites de la structure de Carswell est similaire à celle des roches du socle (Harper, 1983). Ces brèches proviendraient donc du mélange et de la fonte des lithologies du socle métamorphique, sans contamination par les sédiments du Groupe d'Athabasca (Harper, 1983). Von Einsiedel (1981) remarque cependant un certain enrichissement des brèches de Cluff en potassium (7-10% K_2O pour la brèche versus 1-8 % K_2O dans le socle), ce qui est généralement caractéristique des impactites.

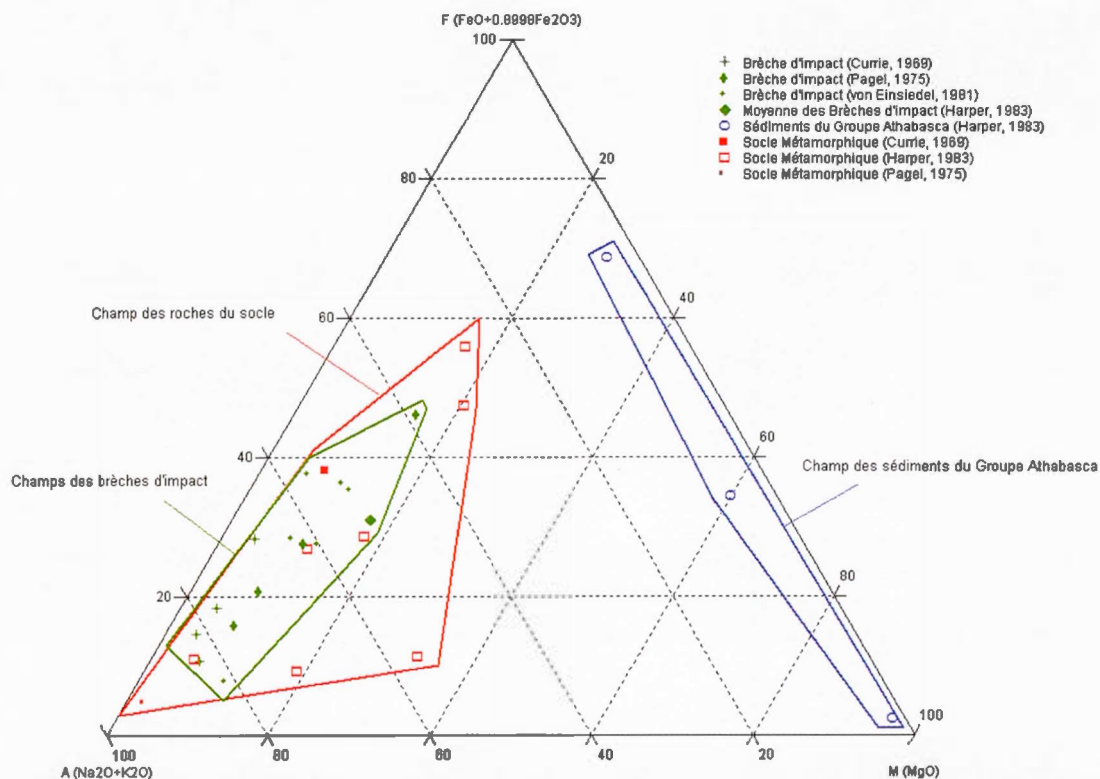


Figure 3.5 Diagramme AFM des roches de la structure de Carswell (modifié de Harper, 1983) réalisé d'après les analyses géochimiques de Currie (1969), Pagel (1975), von Einsiedel (1981) et Harper (1983).

Enfin, l'étude des carottes de forages effectués à l'extérieur de la structure de Carswell a montré la présence de roches fondues contenant des xénolithes de socle dans le forage SYL-01, environ 3 kilomètres à l'est de l'anneau de dolomies de la Formation de Carswell considéré actuellement comme la limite de l'astroblème ; ces roches s'apparentant aux impactites retrouvées dans la remontée de socle située 15 kilomètres plus à l'ouest (Yeo *et al.*, 2001).

3.3.3 Déformations microscopiques des lithologies impactées

Les minéraux constituant les roches du socle cristallin au centre de la structure de Carswell ont gardé les traces d'un haut grade métamorphique ayant fortement affecté leur réseau cristallin selon des plans de déformation et de fractures. Des microstructures planaires dans les grains de quartz et dans l'apatite ont été observées ainsi que des *kink bands* dans les biotites et des fractures dans les grenats (Pagel *et al.*, 1985 ; Harper, 1983). L'orientation des microstructures planaires dans les roches du socle a été calculée à plusieurs reprises (Currie, 1969 ; Short, 1968 ; Pagel, 1975). Jusqu'à 5 familles de figures de déformations planaires (PDFs) ont été observées dans un grain de quartz (Pagel *et al.*, 1985). Ces PDFs montrent une orientation dominante selon un angle de 23° environ avec l'axe c du grain, parallèle au plan cristallographique $\{10\bar{1}3\}$ du quartz (figure 3.6). Cette orientation des PDFs est souvent rencontrée dans les minéraux des roches d'autres structures d'impact et se développent préférentiellement à des pressions de choc comprises entre 10 et 35 GPa (Stöffler et Langenhorst, 1994; partie 2.3.2, tableaux 2.2 et 2.4, figure 2.20).

La présence de déformations microscopiques dues au métamorphisme de choc dans les sédiments semble rare et limitée au conglomérat de base. En effet, seul Harper (1983) a observé quelques PDFs dans les grains de quartz détritiques des sédiments du conglomérat de base à proximité de la discordance, ainsi que dans les grains de fragments de grès dans une brèche de Cluff de type suévite, au contact entre le socle et les sédiments de la partie nord de la remontée centrale. Avant cela, les figures planaires n'avaient jamais été observées dans les grès de l'Athabasca, ni même lorsque ceux-ci se trouvaient en enclaves dans les brèches de Cluff (Currie, 1967 ; Currie, 1968 ; Pagel, 1975).

D'autre part, des phases minérales de haute pression ont été décrites dans les roches du socle. Du verre de silice, un matériel isotrope au microscope et dont l'indice de réfraction est plus faible que celui du quartz, apparaît en bordure du clivage des minéraux (Currie, 1969). De plus, Harper (1983) a identifié la présence de maskélynite, le verre diaplectique issu de la transformation des plagioclases choqués.

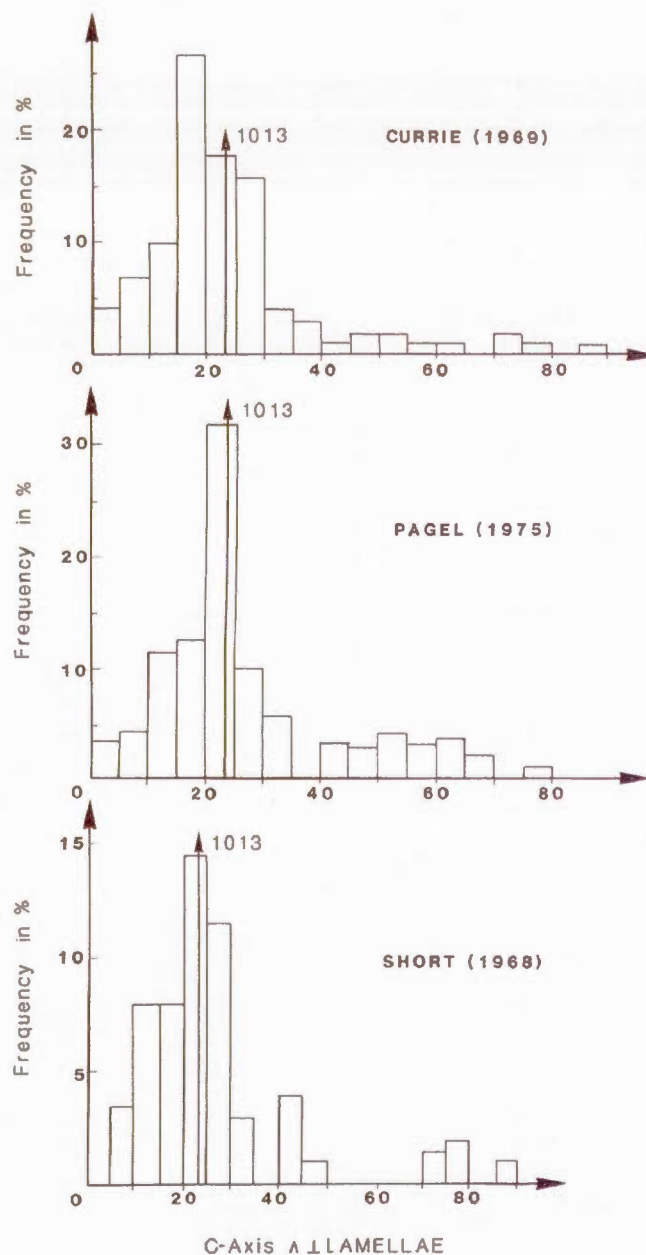


Figure 3.6 Histogrammes représentant l'orientation des figures de déformations planaires dans les roches du socle de la structure de Carswell (d'après Pagel *et al.*, 1985). L'axe des abscisses correspond à l'angle entre l'axe c du quartz et la lamelle de déformation, et la fréquence (en %) représente l'axe des ordonnées. Currie (1969) a réalisé ses mesures dans 9 lames minces de roches situées en bordure de la discordance sédiments / socle, sur 354 familles de PDFs dans 178 grains de quartz. Pagel (1975) a effectué 95 mesures dans 40 grains de quartz d'une roche prélevée au centre de l'astrobloème. Short (1968) a mesuré 58 orientations de PDFs dans 23 grains de quartz d'une roche granitique.

3.4 Autres indices de déformation dans la structure de Carswell

En plus des indices de métamorphisme de choc énumérés dans la partie précédente, deux autres éléments ont été utilisés par les auteurs pour caractériser la déformation reliée à l'impact météoritique dans la structure de Carswell : les galets de quartz tronçonnés du conglomérat de base reposant sur la discordance socle / sédiments, et les écailles de socle dispersées dans les sédiments du Sous-Groupe de William River à proximité de la remontée de socle. Ces deux indices ont été utilisés par les différents auteurs pour caractériser le métamorphisme de choc de la couverture sédimentaire bien qu'ils ne soient pas considérés comme des critères de métamorphisme de choc par l'impactologie actuelle. Ces indices ne peuvent donc pas constituer une évidence de choc par un impact météoritique dans les sédiments du Groupe d'Athabasca.

3.3.1 Galets de quartz tronçonnés

Le conglomérat de base qui recouvre les roches du socle est composé de galets de quartz millimétriques à décimétriques baignant dans une matrice gréseuse. Ces galets de quartz présentent parfois des fractures intra-granulaires qui les tronçonnent (Pagel, 1975 ; Harper, 1983 ; Pagel *et al.*, 1985). Deux séries de fractures ont été notées par Pagel *et al.* (1985). Elles sont cimentées par de la silice microcristalline (quartz secondaire) et auraient été causées par l'impact à l'origine de la structure de Carswell (Pagel, 1975).

Toutefois, de tels galets de quartz tronçonnés ont déjà été observés par plusieurs personnes en dehors de la structure de Carswell dans le bassin d'Athabasca (Pagel *et al.*, 1985) : sur la bordure nord du lac Athabasca dans le conglomérat de base à l'ouest de Fidler Point (Godfrey, 1980) ainsi qu'au nord et à l'extrême est du bassin d'Athabasca, respectivement dans la zone de Maurice Bay et dans la carrière de Rabbit Lake (localisation en figure 1.2 ; Pagel *et al.*, 1985 d'après Ramaekers, communication personnelle de 1983). Wheatley (dans Ey, 1984) mentionne que ces galets tronçonnés observés à l'extérieur de la structure sont impliqués dans des failles ou dans des structures glaciaires et Godfrey (1980) suggère que les fractures qui les découpent auraient pu être formées par des failles post-Athabasca. En effet, les familles de fractures parallèles dans les galets de quartz ont pu être induites par un mécanisme tectonique plus banal qu'un impact météoritique. Le contraste de rhéologie entre les galets de quartz rigides et la matrice qui accommode plus facilement la déformation a pu entraîner une intense fracturation intra-granulaire des galets (Parnell, 2001). Les fractures dans les galets de quartz de grande taille baignant dans une matrice moins résistante sont caractérisées par des surfaces planaires parallèles qui sont reliées à des contraintes tectoniques endogènes (Llod et Knipe, 1992 ; Eidelman et Reches, 1992). De telles fractures ne peuvent être considérées comme des indices

du métamorphisme de choc mais pourraient être reliées au réajustement post-impact de zones de failles.

3.3.2 Écailles de socle dans la couverture sédimentaire

Plusieurs écailles de socle sont visibles dans la couverture sédimentaire à proximité de la fenêtre de socle dont deux de taille kilométrique au sud du pic central dans le district uranifère (figure 1.9). D'autres écailles de taille plurimétrique ont été notées dans les données de forages (Baudemont et Fredorovick, 1996 ; figure 1.8). Elles s'empilent parfois les unes sur les autres et sont souvent en relation avec de la brèche de Cluff au contact entre le socle et les sédiments ou dans l'écaille même. L'analyse de Ey (1984) a montré que ces écailles sont souvent constituées de la séquence basale de la série sédimentaire, solidaire du socle altéré sous-jacent et qu'elles sont totalement discordantes sur les séries lithologiques avoisinantes ; leurs limites supérieures et inférieures ont toujours des indices de chevauchement permettant de les interpréter comme des écailles. Ey (1984, figure 3.7) considère ces écailles comme étant des méga-blocs éjectés lors de la phase d'excavation par la propagation de l'onde de choc.

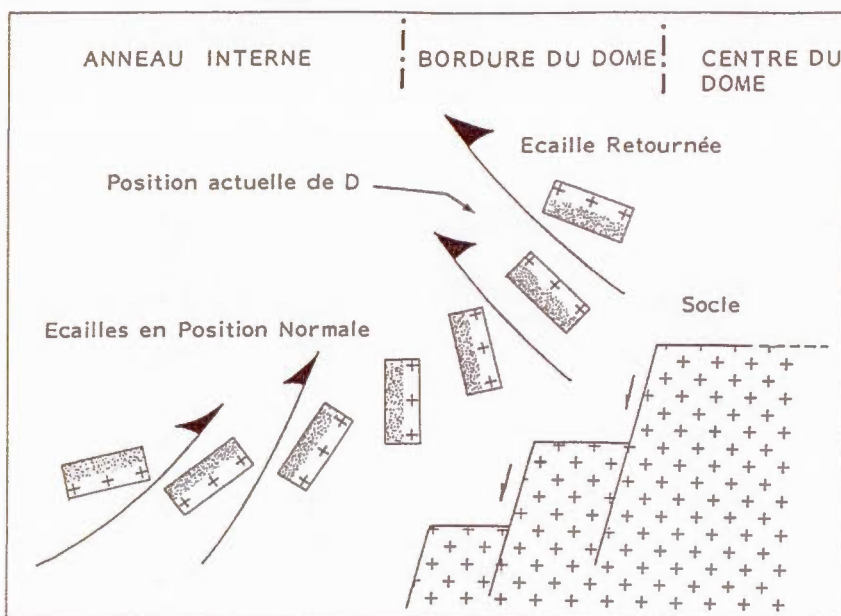


Figure 3.7 Formation des écailles de socle dans la couverture sédimentaire en bordure du dôme de socle, retournement et propagation latérale (d'après Ey, 1984). La position du gisement D (localisation en figure 1.9) a été reportée.

3.5 Géochronologie

Plusieurs auteurs ont tenté de donner un âge à la structure de Carswell en analysant les brèches de Cluff (tableau 3.1). Tout d'abord, Wanless *et al.* (1968) ont utilisé la méthode K-Ar sur un échantillon hétérogène et ont mesuré deux âges de 469 ± 28 Ma et 486 ± 55 Ma (Currie, 1969). Currie (1969) fait remarquer que ces deux âges ont été obtenus sur deux parties de couleurs distinctes d'un échantillon dont la composition en potassium était différente (2,15 % K₂O pour l'échantillon ayant donné l'âge le plus ancien et 4,89 % K₂O pour le plus récent).

La méthode Ar-Ar a ensuite été utilisée par von Einsiedel (1981) et a donné six âges distincts compris entre 416 et 513 Ma. Von Einsiedel a lui-même admis que ces âges étaient dispersés en dehors des limites de l'incertitude analytique : l'erreur mesurée sur un standard était de 5 Ma et l'échantillon ayant donné un âge de 448 Ma a révélé une erreur d'approximativement 10 Ma.

Bell (1985) a utilisé cette même méthode (Ar-Ar) sur 8 échantillons de brèches de Cluff de localités différentes dans le socle et a obtenu dix âges compris entre 365 et 515 Ma. Il a suggéré que la grande variation dans ces datations devait s'expliquer par une rétention de l'argon à des degrés différents dans les brèches analysées. Selon Bell (1985), soit l'impact météoritique est post-365 Ma, soit un événement épisodique ou continu (altération, diagenèse, circulation de fluide) entre cet intervalle de temps a remis à zéro l'enregistrement isotopique par une perte d'argon. Il fait aussi remarquer que cet éventail d'âge est similaire aux datations U-Pb obtenues sur 3 échantillons provenant d'une zone minéralisée en uranium située à 1,5 kilomètres à l'est du gisement D (localisation de D sur la figure 1.9) et datés à 380 ± 5 Ma.

Enfin, la dernière et la plus récente étude géochronologique a été menée par Bottomley (Bottomley, 1982 ; Bottomley *et al.*, 1990). Un âge de 115 ± 10 Ma a été obtenu par la méthode Ar-Ar sur du verre extrait d'une impactite. Ainsi, pour une même méthode de datation, l'âge obtenu n'est pas du tout dans le même intervalle de temps que ceux des autres auteurs. Bottomley (1982) explique cette divergence par un épisode d'hydrothermalisme tardif qui pourrait avoir remobilisé les minéralisations en uranium ainsi que l'argon. À l'exemple de l'interprétation de Bell (1985), les pertes en argon auraient induit selon lui un rajeunissement des âges mesurés.

D'autre part, Ey (1984) a effectué plusieurs séries de datations par la méthode K-Ar sur les fractions fines ($< 2 \mu\text{m}$) de grès non tectonisés et à stratification horizontale à environ 5 kilomètres à l'extérieur de la structure de Carswell, dans la Formation de Douglas et sur des gouges de failles argileuses dans les zones minéralisées de la structure de Carswell. Tous les rapports isotopiques de ces échantillons se sont révélés uniformes et l'âge obtenu est d'environ 1260 Ma. Cet âge correspond à

l'épisode tectonique et hydrothermal à l'origine des minéralisations en uranium. Ey (1984) souligne que l'âge ordovicien actuellement admis comme l'âge de formation de l'astroblème n'a pas été enregistré dans le système isotopique des minéraux argileux autres que ceux contenus dans les brèches de Cluff. Ces roches n'ont par conséquent subi aucune influence d'un événement thermique majeur après la mise en place des minéralisations, une température de $260 \pm 30^\circ\text{C}$ étant nécessaire pour libérer l'argon de l'illite détritique de taille inférieure à $2 \mu\text{m}$ (d'après Hunziker *et al.*, 1986). L'impact ayant donné naissance à la structure n'a donc aucun enregistrement isotopique significatif sur les grès situés à 5 kilomètres de la structure de Carswell, ni sur la Formation de Douglas ou dans les zones minéralisées du socle. Les méthodes de datation absolue sont cependant régulièrement utilisées en impactologie car la libération d'énergie est suffisante pour provoquer une hausse de température importante capable de remettre à zéro l'horloge isotopique.

Tableau 3.1 Datations des impactites de Carswell

| Âges | Méthode | Roche analysée | Auteur |
|---|---|-------------------|---|
| 469 \pm 28 Ma 486 \pm 55 Ma | K/Ar sur roche totale | Brèche de Cluff | Wanless <i>et al.</i> , 1968 |
| 406 Ma 416 Ma 448 Ma 484 Ma 501 Ma 513 Ma | $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ méthode de fusion au laser | Brèche de Cluff | Von Einsiedel, 1981 |
| 365 \pm 5 Ma 415 \pm 10 Ma 430 \pm 5 Ma 440 \pm 5 Ma 450 \pm 20 Ma 460 \pm 10 Ma 470 \pm 40 Ma 485 \pm 10 Ma 500 \pm 10 Ma 515 \pm 10 Ma | $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ méthode de fusion au laser | Brèche de Cluff | Bell, 1985 |
| 115 \pm 10 Ma | $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | Verre d'impactite | Bottomley, 1982 Bottomley <i>et al.</i> , 1990 |

3.6 Évolution paléogéographique du bassin d'Athabasca

Plusieurs études stratigraphiques dans le bassin d'Athabasca ont été menées depuis les années 80 : des travaux de stratigraphie régionale à l'échelle du bassin (Ramaekers, 1981 ; Ramaekers, 1990), dans la partie occidentale du bassin à l'ouest de la Saskatchewan (Yeo *et al.*, 2001) et dans la province de l'Alberta (Ramaekers, 2001), et des travaux de détail dans les districts uranifères de Shea Creek, situé 10 kilomètres au sud de la structure de Carswell (Collier *et al.*, 2001), et du lac Cluff au sud de la remontée centrale de socle (Pacquet et McNamara, 1985). Ces différentes études apportent des éléments d'information supplémentaire concernant l'environnement de déposition des sédiments situés dans la structure de Carswell et permettent d'apprécier l'évolution paléogéographique du bassin d'Athabasca. Ces travaux permettent d'appréhender la position de la structure de Carswell dans la colonne stratigraphie du Groupe d'Athabasca.

3.6.1 Notion de sous-bassins

Le bassin d'Athabasca comprend trois dépressions de direction nord-est : le sous-bassin occidental de Jackfish ; le sous-bassin central de Mirror, et le sous-bassin oriental de Cree (Ramaekers, 1990 ; figure 3.8). Les sous-bassins de Jackfish et de Mirror sont séparés par le seuil de Patterson et les sous-bassins de Mirror et de Cree par le seuil de Dufferin. Notons sur la figure 3.8 la proximité entre la localisation de la structure de Carswell et la position du seuil de Patterson, un haut paléotopographique. Au Protérozoïque moyen, les sous-bassins ont été comblés par des couches de sédiments successives aboutissant à la formation d'un bassin elliptique d'environ 225 kilomètres en direction nord-sud sur 425 kilomètres en direction est-ouest.

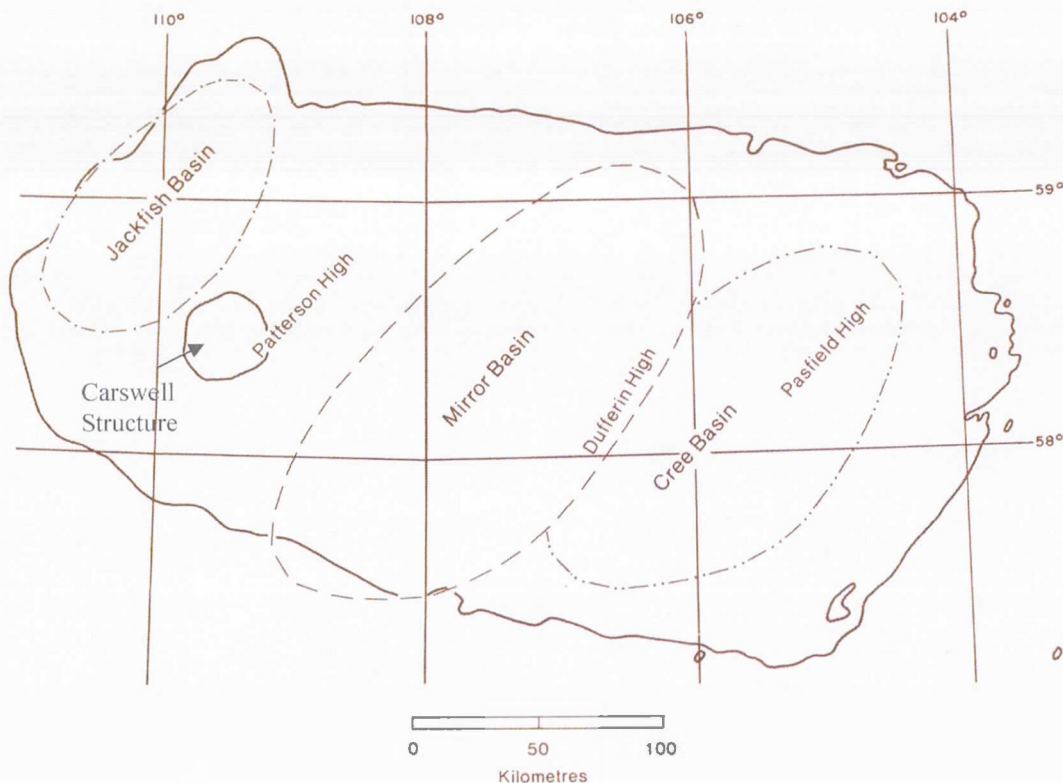


Figure 3.8 Les sous-bassins et la paléogéographie ayant contrôlé la sédimentation du bassin d'Athabasca (modifié de Ramaekers, 1990). La position de la structure de Carswell est notée par le cercle noir.

3.6.2 Évolution paléogéographique des sous-bassins occidentaux du bassin d'Athabasca

Les variations de composition, de granulométrie et d'épaisseur des formations du bassin d'Athabasca renseignent sur l'évolution paléogéographique du bassin (subsidence, hauts topographiques ou origine des dépôts détritiques) au cours de la sédimentation (Ramaekers *et al.*, 2001).

La figure 3.9 représente la granulométrie maximale des sédiments du bassin d'Athabasca mesurée à l'affleurement par Ramaekers (1981). Ramaekers (1981) a noté 5 formations dans le Groupe d'Athabasca présentant une fraction déritique grossière : les formations de Fair Point, affleurant sur la bordure nord-ouest de l'Athabasca, de Manitou Falls (membres a et b), affleurant sur la bordure est du bassin, de Lazenby Lake, affleurant au sud-ouest du bassin, de Locker Lake et de Otherside, affleurant au pourtour de la structure de Carswell (description des formations dans le tableau 1.1 et localisation sur la figure 1.4).

Les formations de l'anneau interne de la structure de Carswell n'ont pas été différenciées et sont réunies sous le nom du Sous-Groupe de William River (Ramaekers, 1990). Une unité conglomératique de base sur la discordance autour de la remontée centrale se distingue toutefois du reste des sédiments. Ce conglomérat de base a été rattaché à la Formation de Fair Point d'après la nature variée des fragments qui le composent (Yeo *et al.*, 2001). La Formation de Fair Point, à la base du bassin d'Athabasca, est constituée de grès conglomératiques et d'un conglomérat de base reposant en discordance sur le socle métamorphique et est recouverte en discordance par la Formation de Manitou Falls (tableau 1.1). La Formation de Fair Point a une composition polymictique avec des fragments de socle et de grès rouge (Yeo *et al.*, 2001). Cette formation ne se trouve que dans l'ouest du bassin d'Athabasca. Elle est présente au sud-ouest du bassin dans la province de l'Alberta ainsi qu'autour de la remontée de socle dans la structure de Carswell (Yeo *et al.*, 2001). D'après les données de forages situés à proximité de la structure de Carswell, la Formation de Fair Point disparaît à l'est et au sud de la structure (Ramaekers *et al.*, 2001). Quelques mesures de paléocourants semblent indiquer une origine des dépôts sédimentaires de la Formation de Fair Point depuis le sud et l'est du bassin (Ramaekers, 1981 ; figure 3.10) mais dans la structure de Carswell, une partie des sédiments semble être d'origine locale (Ramaekers *et al.*, 2001). En effet, Pacquet et McNamara (1985) ont observés des fragments de socle régolitisés arrondis mais aussi anguleux ainsi que des blocs de grès anguleux dans le conglomérat de base de la carrière du gisement D, au niveau de la discordance socle / sédiments au sud de la remontée centrale (localisation en figure 1.9). L'étude pétrographique de ces blocs de grès a montré que les grains de quartz étaient entourés par un ciment siliceux absent dans la matrice du conglomérat, ainsi que la présence d'un ciment illitique à oxydes d'hématite disséminés entre les grains du grès (Pacquet et McNamara, 1985). Les grès étaient donc déjà silicifiés et altérés avant l'érosion et la sédimentation du conglomérat. Pacquet et McNamara (1985) ont suggéré la présence de sédiments pré-Athabasca qui auraient été érodés grâce à une activité tectonique ayant fait remonter la séquence sédimentaire antérieure et qui auraient sédimenté dans la zone où se trouve maintenant la structure de Carswell, cette zone correspondant ainsi à un haut topographique dans le bassin d'Athabasca.

La Formation de Lazenby Lake présente des bancs conglomératiques à sa base dont la granulométrie est plus grossière que celles des sédiments de la Formation sous-jacente de Manitou Falls. Ce contraste de granulométrie permet de bien identifier la base de la Formation de Lazenby Lake utilisée comme horizon repère pour l'interprétation des carottes de forage du bassin. La Formation de Lazenby Lake a été reconnue dans les forages situés à proximité de la structure de Carswell et montre une granulométrie plus grossière en se rapprochant de la structure circulaire (Ramaekers *et al.*, 2001). Par contre, la Formation de Wolverine Point, sus-jacente à la Formation de Lazenby Lake, montre une

granulométrie décroissante vers la structure jusqu'à sa disparition au sud-ouest du lac Cluff. D'après Yeo *et al.* (2001), ces variations dans la granulométrie des formations aux alentours de la structure de Carswell suggèrent la présence d'un haut topographique dans cette zone lors de la sédimentation de la Formation de Wolverine Point et/ou avant le dépôt de la Formation de Locker Lake. De plus, le caractère proximal de la Formation de Fair Point et le biseautage de cette formation au sud et à l'est de la structure de Carswell suggère que le haut topographique correspondait au domaine de Clearwater (Yeo *et al.* (2001), une zone du socle sous le bassin d'Athabasca caractérisée par une anomalie gravimétrique négative et une signature magnétique positive (Card, 2001 ; cf. chapitre V).

3.6.3 Direction des paléocourants

Les mesures de paléocourants permettent de préciser la source et la direction d'écoulement des sédiments qui constituent les différentes formations du bassin d'Athabasca. Au total, 10 023 mesures ont été déterminées par Ramaekers (1981) sur 1 179 affleurements dans le bassin et ont été déduites d'après la géométrie de laminations entrecroisées et de figures de courant asymétriques. Le Sous-Groupe de William River est considéré actuellement comme d'origine fluviatile (Ramaekers *et al.*, 2001). Au cours de la sédimentation du Groupe d'Athabasca, les événements tectoniques majeurs aux marges du bassin ont induit des mouvements de socle et formé des hauts ou des bas topographiques qui ont fait varier les directions d'écoulement des systèmes fluviatiles (Ramaekers *et al.*, 2001). La figure 3.10 représente les principales directions des mesures de paléocourants effectuées par Ramaekers (1981). Ces directions montrent que les dépôts sédimentaires du bassin d'Athabasca proviennent du sud, du nord-est et de l'est mais que la direction globale d'écoulement s'effectue de l'est du bassin vers l'ouest. On remarque que les directions de paléocourants convergent vers un bassin centré sur la structure de Carswell. Il faut toutefois noter que très peu de mesures ont été faites à l'ouest et à l'intérieur de la structure.

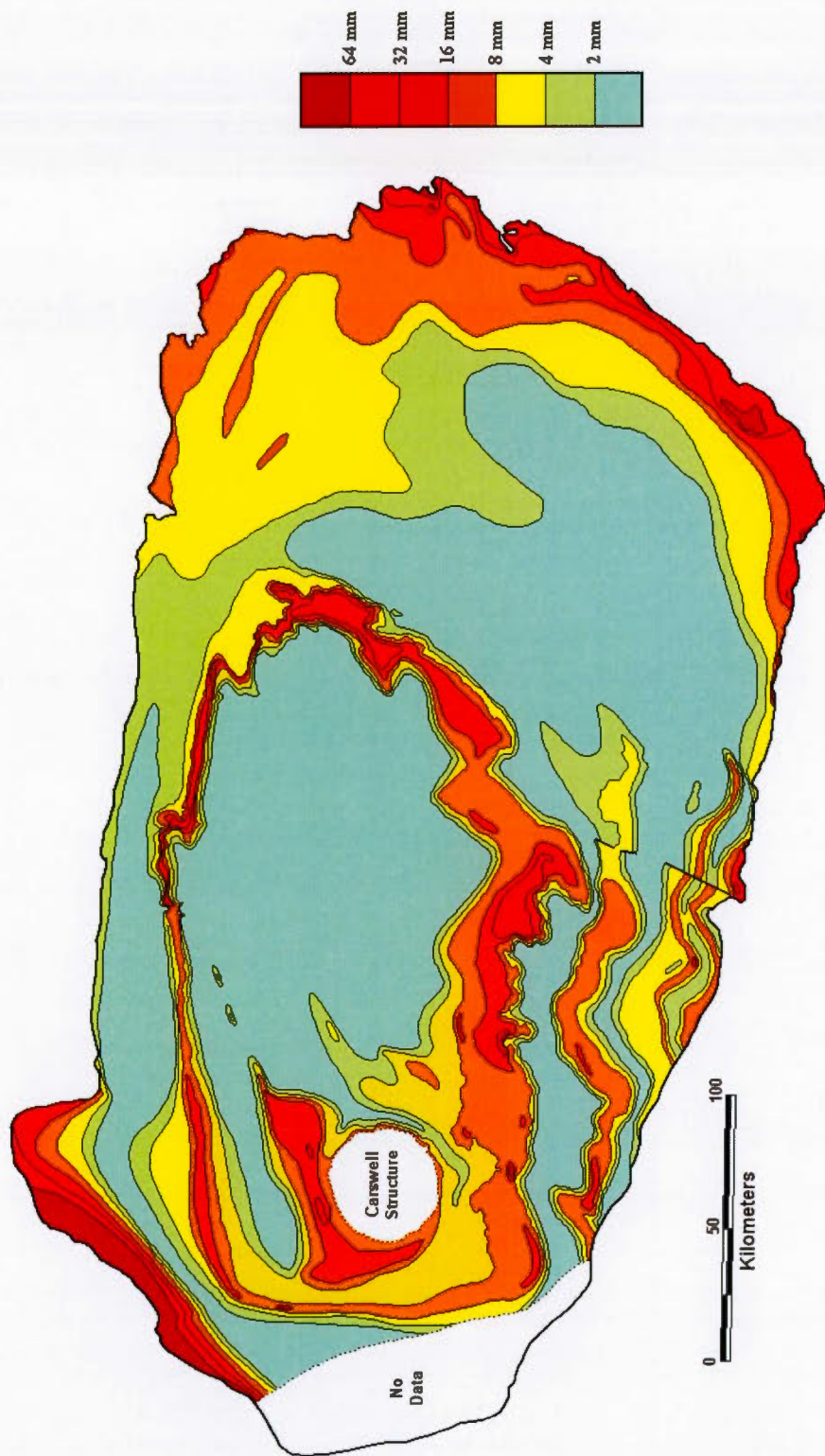


Figure 3.9 Distribution de la fraction détritique grossière du bassin d'Athabasca (modifié de Ramaekers, 1981). La granulométrie maximale des grès du Groupe d'Athabasca est indiquée par l'échelle de couleurs à droite de la carte.

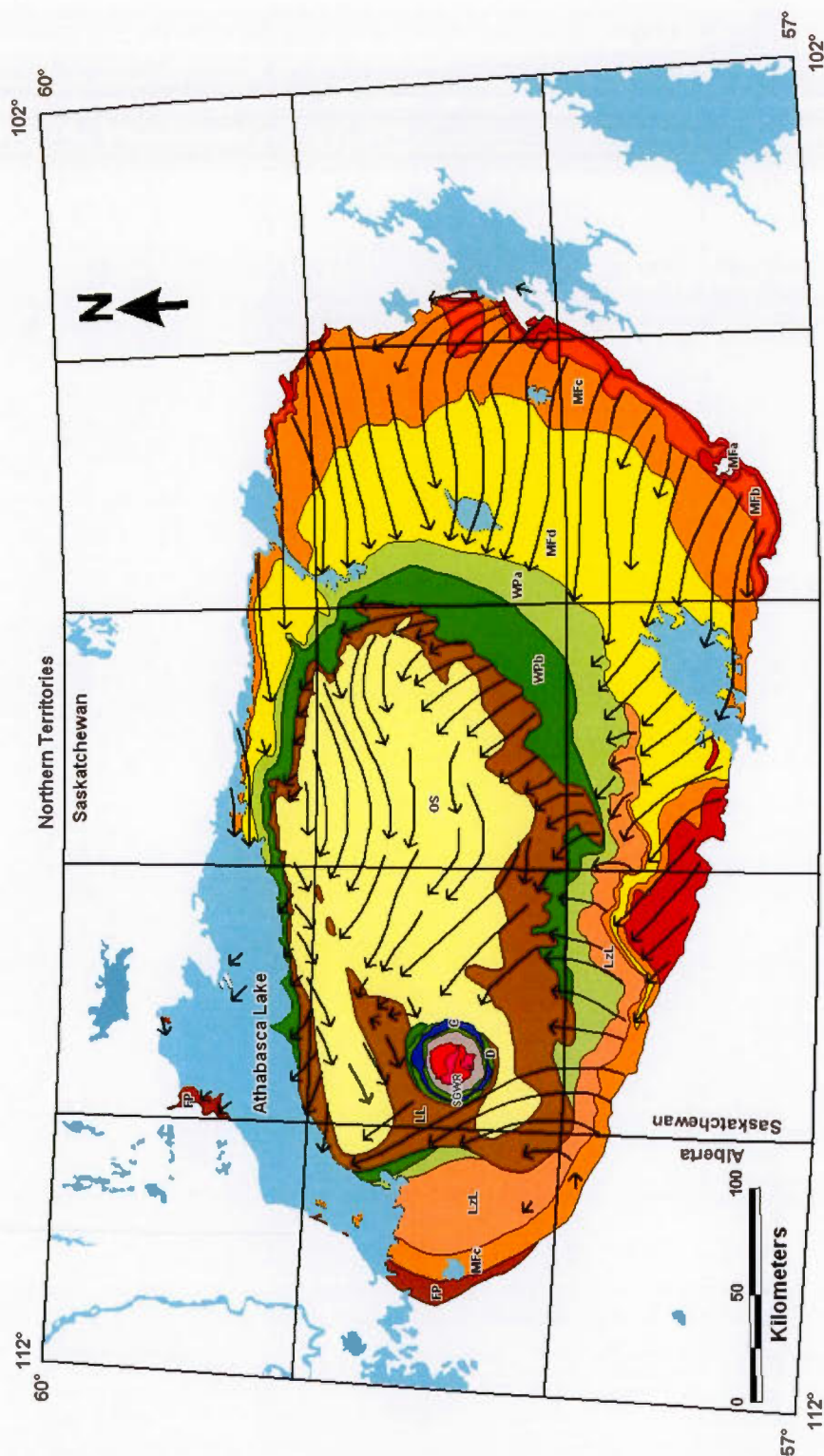


Figure 3.10 Directions majeures des paléocourants dans le bassin d'Athabasca (modifié de Rainbird *et al.*, 2002 ; d'après Ramaekers *et al.*, 2001 et Thomas *et al.*, 2002). Les directions des paléocourants sont représentées par les flèches et sont basées sur 10 023 mesures effectuées par Ramaekers (1980). Les formations sédimentaires du bassin depuis la plus ancienne à la plus récente sont les suivantes : Fair Point (FP), Manitou Falls (MFa, MFB, MFC et MFD), Lazenby Lake (LzL), Wolverine Point (WPb), Locker Lake (LL), Otherside (OS), Douglas (D) et Carswell (C). Le Sous-Groupe de William River (SGWR) comprend les formations depuis Fair Point jusqu'à Otherside. Pour plus de détail sur les formations géologiques, se référer au tableau 1.1.

3.6.4 Distribution des dolomies de la Formation de Carswell et contraintes paléo-environnementales

L'anneau sédimentaire externe de la structure de Carswell est composé de pélites et de grès fins de la Formation de Douglas surmontés de dolomies stromatolitiques et oolothiques de la Formation de Carswell. Ces deux formations n'ont été observées que dans la structure et n'apparaissent nulle part ailleurs dans le bassin d'Athabasca. Ces deux formations sont supposées être au cœur d'une synforme (Wheatley, 1985 ; Beaudemont et Fredorovich 1996 ; figure 1.8) et délimitent la bordure de la structure de Carswell (figure 1.7), actuellement admise comme représentant la limite de l'astroblème. La Formation de Carswell est fortement tectonisée ce qui rend difficile l'évaluation de son épaisseur qui est toutefois estimée entre 625 et 1060 m (Ramaekers, 1990). La répétition de la séquence stratigraphique de la Formation de Carswell de part et d'autre de l'axe du synclinal et les inversions de polarité des unités (Wheatley, 1985) n'ont pas été observés par Ramaekers (1990) au cours de ses travaux au nord et au sud de l'anneau externe. Ramaekers (1990) suggère que les inversions de polarité auraient été exagérées par des mesures erronées prises sur des structures en *teepee* (faisant référence à des stromatolites coniques) et la plupart des brèches présentes dans la formation seraient d'origine synsédimentaire et non tectonique. Ramaekers (1990) note aussi un pendage relativement constant entre 53° et 43° de la Formation de Carswell vers le centre de la structure.

Cependant, Yeo *et al.* (2001) auraient noté la répétition de la séquence des mesures granulométriques de la Formation de Douglas dans le levé stratigraphique du forage DGS-4 situé dans l'anneau sédimentaire externe au sud de la fenêtre de socle (localisation du forage sur la carte annexe). L'orientation stratigraphique de cette séquence de 139 mètres d'épaisseur serait indiquée par la présence de nombreuses fentes de dessiccation dans les pélites. Les auteurs (Yeo *et al.*, 2001) notent toutefois la présence de plis en cascade, monoclinaux, à plus petite échelle dans les pélites de Formation de Douglas qui doit par conséquent compliquer l'interprétation stratigraphique qui en est fait.

L'analyse sédimentologique et structurale de la Formation de Carswell a été effectuée par Wheatley (1985) et les conditions paléo-environnementales requises pour le développement de cette construction algaire ont été largement étudiées. Deux environnements sédimentaires sont envisagés pour les formations de Carswell et de Douglas de l'anneau sédimentaire externe, marin ou lacustre (Ramaekers, 1990 ; Yeo *et al.*, 2001). L'interprétation d'un faciès de stromatolites en terme de paléo-environnement est basée sur une comparaison avec la nature actuelle : citons, comme exemples, la Baie des Requins en Australie pour l'environnement marin et le Lac Winnemucca au Nevada, États-Unis, pour l'environnement lacustre (Scholle *et al.*, 1983). La formation de calcaire dolomitique à

stromatolites et oolithes nécessite une faible profondeur d'eau et une saturation de l'eau en CaCO_3 . L'environnement marin correspondrait à une plate-forme littorale. Généralement, une barrière ou un récif se met en place sur une base rocheuse parallèlement à la côte et isole une plate-forme interne protégée d'une plate-forme externe soumise à l'action des vagues (Scholle *et al.*, 1983). Dans la zone intertidale, les stromatolites se développent dans une bande de moyenne à faible énergie dans une faible profondeur d'eau alors que les oolithes se développent dans un environnement agité par l'action des vagues et le balancement des marées. La présence de nombreux niveaux de brèches synsédimentaires dans la Formation de Carswell renforce l'hypothèse d'un environnement de forte énergie. On peut aussi noter la présence de stromatolites dans les environnements paraliques de certains bassins sédimentaires et l'environnement lacustre correspondrait ainsi à la fermeture du bassin d'Athabasca pendant les derniers stades de sédimentation. La présence de fentes de dessiccation dans les formations de Carswell et de Douglas suggère un paléo-environnement sub-aérien (Wheatley, 1985) et hypersalin de type lacustre évaporitique (Ramaekers *et al.*, 2001 ; Yeo *et al.*, 2001). Aucun dépôt évaporitique n'a toutefois été observé dans le bassin d'Athabasca (Ramaekers, 1981).

Harper (1983) suggère que la surface originale de dépôt des formations de Carswell et de Douglas s'étendait probablement sur une aire beaucoup plus large dans le bassin d'Athabasca lors de leur sédimentation. Ces formations auraient ensuite été préservées grâce à l'effondrement d'un graben annulaire dans l'astrolème, puis se seraient restreintes à la structure de Carswell après érosion (modèle de Harper, 1983 ; partie 3.2). Wheatley (1985) propose que les formations de l'anneau sédimentaire externe soient restreintes à la structure de Carswell, comme ce qui est actuellement visible ; il éloigne pourtant la possibilité de formation d'un atoll autour d'un haut topographique préexistant car les mesures de paléocourants montrent des directions nord-sud (figure 3.11) et non pas des orientations radiales comme attendues dans ce cas. Il faut cependant remarquer que Wheatley (1985) a effectué ses mesures de paléocourants uniquement dans la partie nord de l'anneau externe, limitant l'extension de ces résultats à l'ensemble de la formation.

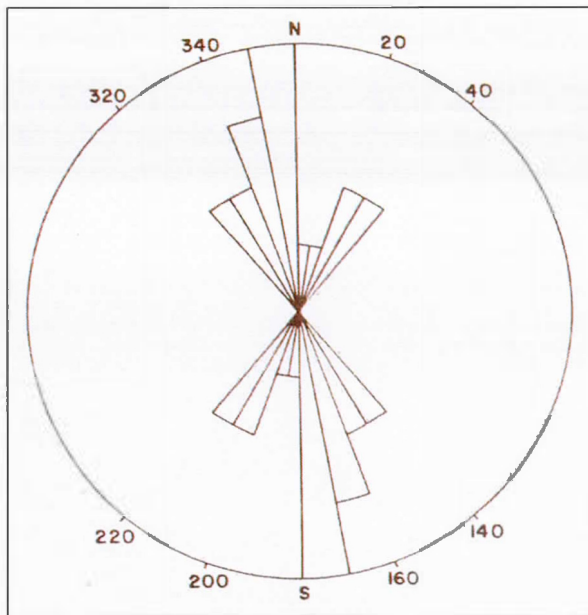


Figure 3.11 Diagramme en rose montrant les directions de paléocourants dans la Formation de Carswell (d'après Wheatley, 1985). Les mesures ont été effectuées principalement au nord de l'anneau sédimentaire externe et à partir de l'orientation des stromatolites de forme conique.

3.7 Discussion et problématique

Alors qu'elles visent à estimer l'âge d'un événement catastrophique rapide et brutal, les datations isotopiques sur les impactites de la structure de Carswell s'échelonnent sur un grand intervalle de temps de 400 Ma (entre 115 et 515 Ma). Bien que différentes techniques aient été utilisées (K-Ar et Ar-Ar) et que même pour une même méthode (Ar-Ar), des âges parfois incertains et très différents ont été mesurés, la datation de l'impact météoritique à l'origine de la structure de Carswell ne semble pas pouvoir être établie par des méthodes de datation absolue. De plus, Ey (1984) a noté que l'impact n'a pas affecté le système K-Ar des argiles de la Formation de Douglas et des gouges de faille des zones minéralisées dans le socle. Deux possibilités sont donc à envisager : soit la température dégagée par la formation de l'astrobolène n'a pas été suffisante pour remettre totalement à zéro ce système isotopique, soit l'impact est antérieur à la formation de ces argiles.

D'autre part, les études sur le métamorphisme de choc des lithologies impactées dans la structure de Carswell ont été limitées principalement à la zone minéralisée en uranium aux alentours de la discordance et très peu d'analyses pétrographiques ont été menées dans les sédiments du Groupe d'Athabasca. Les indices de choc observés – *shatter cones*, PDFs, minéraux de haute pression, impactites – semblent limités à la fenêtre de socle et au conglomérat à la base du bassin sédimentaire, ce qui tend à suggérer que l'impact pourrait être plus ancien que l'âge ordovicien actuellement admis. Cette hypothèse est renforcée par la découverte de brèches d'impact dans le socle, à l'extérieure de la structure de Carswell sous des sédiments non déformés (Yeo et al., 2001).

Enfin, les données de paléocourants (Ramaekers, 1990) suggèrent l'existence possible d'un paléo-bassin centré sur la structure de Carswell, alors que les variations latérales de faciès aux abords de la structure suggèrent l'existence d'un haut paléo-topographique ayant contrôlé la sédimentation dans l'ouest du bassin d'Athabasca. La localisation de ce haut topographique, le Patterson High, n'est toutefois pas encore bien circonscrite et pourrait correspondre au domaine de Clearwater (Ramaekers *et al.*, 2001 ; Yeo *et al.*, 2001) ou à la position de la structure de Carswell (Pacquet et McNamara, 1985). La présence possible d'un haut topographique ou d'un bassin centré sur la structure de Carswell avant la sédimentation du Groupe d'Athabasca permet d'autant plus d'envisager l'hypothèse d'un astroblème pré-Athabasca.

Après analyse des travaux antérieurs sur la structure de Carswell, l'âge de formation de l'astroblème demeure ambigu.

Afin de déterminer quelles sont les roches impactées, nous avons résolu de faire une étude de la distribution des indices de métamorphisme de choc dans les différentes lithologies de la structure. L'étude pétrographique du chapitre suivant concerne l'ensemble des lithologies rencontrées à l'affleurement et dans les carottes de forage, depuis le centre jusqu'à l'extérieur de l'enceinte de l'astroblème, afin d'avoir une idée globale des déformations engendrées par l'impact. L'analyse des données géophysiques, dans le chapitre V, permettra ensuite de caractériser la morphologie profonde de l'astroblème et de déterminer s'il existe des structures cachées sous la couverture sédimentaire qui soutiendraient la possibilité d'un impact pré-Athabasca.

CHAPITRE IV

DÉFORMATION DES LITHOLOGIES IMPACTÉES ET BRÈCHES D'IMPACT

4.1 Introduction

Ce chapitre comprend l'analyse de nos travaux de terrain réalisés dans la structure de Carswell pendant l'été 2004, ainsi que l'étude pétrographique des roches que nous avons échantillonnées à l'affleurement et sur des carottes de forages effectués dans l'astroblème par les compagnies d'exploration. L'étude systématique des lithologies rencontrées à Carswell et l'analyse pétrographique des déformations et des transformations minéralogiques générées par le métamorphisme de choc nous amèneront à déterminer quelles sont les lithologies qui ont été affectées par la collision, dans l'optique d'aider à résoudre l'ambiguïté sur l'âge relatif de la structure.

Au cours de nos trois semaines de travaux de terrain, nous avons effectué un échantillonnage des principales lithologies constitutives de la structure de Carswell : le socle (gneiss de Peter River et granitoïdes du Complexe de Earl River), le régolite et le conglomérat de base au niveau de la discordance, les grès du Sous-Groupe de William River, les dolomies de la Formation de Carswell et enfin les différentes brèches considérées comme des impactites. La découverte d'affleurements ayant été rendue difficile par l'épaisse couche de débris glaciaires qui recouvrent le bassin, l'échantillonnage des carottes de forages réalisés par le Groupe AREVA dans l'enceinte de la structure depuis les années '80 a permis une meilleure étude statistique de la répartition du métamorphisme de choc dans ces lithologies. Ainsi, 47 affleurements ont été visités ainsi que 6 blocs qui n'étaient pas en place et 16 forages ont été échantillonnés.

L'étude pétrographique des échantillons récoltés a pour principal objectif de caractériser les déformations reliées au métamorphisme de choc dans chacune des roches de la structure de Carswell (tableau 4.1). À ces fins, nous avons étudié chacune des lithologies par grands ensembles structuraux

de l'astroblème – remontée centrale, anneau interne, anneau externe, extérieur de la structure – et nous avons aussi dissocié le conglomérat de base sur la discordance des grès du Sous-Groupe de William River compte tenu de leur dissemblance au niveau de la nature et du métamorphisme des sédiments qui les composent d'après les résultats des travaux antérieurs (partie 3.3).

Enfin, rappelons que les seuls indices macroscopiques et microscopiques assurés d'avoir été formés par le métamorphisme de choc de l'impact sont les *shatter cones*, les figures de déformation planaire (ou PDFs) dans les minéraux, le verre diaplectique et certaines phases de haute pression qui ne peuvent être formés par des mécanismes endogéniques (French, 1998 ; partie 2.3.2). Ainsi, la caractérisation du métamorphisme de choc passe par la reconnaissance de ces indices et accessoirement d'autres critères de déformations ou de lithologies qui sont souvent associés aux astroblèmes tels que les fractures et la fracturation dans les minéraux, les zones de brèches, la fusion, etc.

La carte fournie en annexe montre la localisation des affleurements et des forages travaillés ainsi que la localisation en surface des 100 lames minces réalisées pour l'étude pétrographique (tableau 4.1).

Tableau 4.1 Distribution des lames minces étudiées pour l'analyse pétrographique

| Lithologie de la roche étudiée | Nombre de lames minces observées |
|--|----------------------------------|
| Socle et brèches de la remontée centrale | 57 |
| Conglomérat de base entourant la remontée de socle centrale | 10 |
| Grès du Sous-Groupe de William River dans l'anneau interne | 22 |
| Sédiments de l'anneau externe (formations de Carswell et de Douglas) | 7 |
| Dyke de diabase au sud de la structure de Carswell | 1 |
| Sédiments à l'extérieur de la structure de Carswell | 2 |
| Brèche de Cluff à l'extérieur de la structure de Carswell | 1 |
| Total | 100 |

4.2 Analyse des différentes lithologies par grands ensembles structuraux

4.2.1 Socle de la remontée centrale

- *Description générale des lithologies*

La fenêtre de socle au centre de la structure de Carswell est constituée de deux ensembles : des gneiss quartzofeldspathiques, des gneiss mafiques et des granitoïdes du Complexe de Earl River et des paragneiss de Peter River transformés en gneiss alumineux. Ces roches du socle sont encore actuellement observables dans les carrières D, DJ (Dominique-Janine) et Claude (localisation des carrières sur la carte annexe) qui sont partiellement inondées et/ou comblées par les débris de la mine du Lac Cluff qui est en démantèlement depuis l'arrêt des opérations en 2002. De plus, 8 affleurements supplémentaires ont été découverts et ont permis d'observer les roches du socle depuis le centre de la structure jusqu'aux écaïlles de socle au sud de la remontée centrale.

Les fronts de taille des carrières DJ et Claude montrent les différentes lithologies gneissiques et les granitoïdes affectés par des réseaux de failles cassantes (figure 4.1). Le faciès des granulites développé pendant l'orogénèse Trans-Hudsonienne est encore facilement reconnaissable grâce aux porphyroblastes parfois centimétriques de grenat préservés dans les gneiss de Peter River, ainsi qu'aux orthopyroxènes visibles microscopiquement dans ces gneiss. La foliation des gneiss est marquée par le rubanement régulier et bien tranché entre des lits sombres formés de minéraux ferromagnésiens et des lits clairs constitués essentiellement de quartz (figure 4.2). Des yeux de grenats allongés suivant cette foliation ont subi un léger cisaillement qui indique que la roche est affectée par une déformation ductile postérieure au métamorphisme. Des grenats sont aussi visibles dans les granitoïdes mais sont de taille plus modérée (jusqu'à 5 mm). Les grenats des granitoïdes sont fracturés et souvent entourés par une couronne de chlorite noire à l'échelle macroscopique qui caractérise la rétro-morphose au faciès schiste vert décrite par Crocker *et al.* (1993). Les fractures qui parcourent les grenats des granitoïdes sont sub-parallèles dans l'unité minérale et l'orientation reste la même dans les différents grenats de la roche (figure 4.3).

Les gneiss du Complexe de Earl River de l'affleurement CA-04-05-05 (localisation sur la carte annexe ; figure 4.4) sont recoupés par des intrusions de pegmatites. L'ensemble de l'affleurement est affecté par des failles ainsi qu'une schistosité marquant encore ici une déformation à la fois cassante et ductile.



Figure 4.1 Alternance de gneiss (couleur sombre) et de granitoïde (rosé) dans la carrière DJ. L'affleurement présente de nombreuses failles d'orientation moyenne. La masse en bas de la photo fait 30 cm de hauteur.



Figure 4.2 Gneiss de Peter River rubané à grenats dans la carrière Claude (affleurement CA-04-02-10). Le crayon donne l'échelle.



Figure 4.3 Section dans une roche quartzofeldspathique de la carrière Claude (affleurement CA-04-02-11). Noter l'orientation de la fracturation dans les grenats. Les fractures sont remplies d'un matériel noir.



Figure 4.4 Fractures affectant les gneiss et pegmatoïdes du Complexe de Earl River (affleurement CA-04-05-05). Le marteau servant d'échelle fait 40 cm en hauteur.



Figure 4.5 Face Nord-Est de la carrière à ciel ouvert D. Noter la couleur rougeâtre caractéristique du socle altéré (régolite) à proximité de la discordance entre le socle et les roches sédimentaires.

Le régolite de la discordance est quant à lui visible dans la carrière D (figure 4.5). Néanmoins, un seul gradin est encore émergé et est difficilement accessible à cause des éboulis. La couleur rougeâtre due à l'hématisation intense du socle caractérise ce régolite qui est utilisé comme horizon repère pour localiser la discordance et la proximité des zones minéralisées dans les carottes de forage. Outre le régolite, toutes les lithologies du socle observées sont affectées par plusieurs altérations qui se surimposent (argilisation, hématisation, chloritisation) et peuvent avoir été formées soit lors de la période d'exposition du socle avant le dépôt des sédiments du Groupe d'Athabasca, soit par l'hydrothermalisme au niveau de la discordance et à l'origine des minéralisations uranifères dans le bassin.

- *Description des indices de métamorphisme de choc à l'échelle macroscopique*

Lors des travaux de terrain, nous avons observé de nombreuses surfaces dans les roches du socle où les *shatter cones* étaient bien visibles : dans la carrière Claude, les *shatter cones* sont abondants et bien conservés, sur l'affleurement CA-04-05-04, au bord de la discordance dans les roches du socle en contact avec un conglomérat de base à galets de quartz tronçonnés, sur un bloc situé dans l'écaille de socle au sud de la remontée centrale (CA-04-06-02) et sur l'affleurement CA-04-08-02 à proximité du centre de l'astroblème (localisation des affleurements sur la carte annexe). Ainsi, les *shatter cones* sont présents depuis le centre de la remontée centrale jusqu'en bordure de la fenêtre de socle, bien qu'au cours des travaux antérieurs, les *shatter cones* n'avaient été observés que sur une bande de 1 à 5 kilomètres depuis la bordure du noyau de socle vers l'intérieur (Pagel, 1975).

Les figures 4.6 et 4.7 montrent deux *shatter cones* observés dans la carrière Claude. Le plus grand *shatter cone* observé mesure 30 centimètres. La surface conique et les stries longitudinales sont assez bien développées. L'orientation des axes apicaux des *shatter cones* observés n'a pas été mesurée car cette étude a été réalisée par Baudemont et Fredorowich en 1996 (partie 3.3.1 ; figure 3.4).



Figure 4.6 *Shatter cone* de 30 cm de hauteur dans la carrière Claude (affleurement CA-04-02-05). Noter le développement des stries longitudinales sur la surface conique.



Figure 4.7 *Shatter cone* dans le socle de la structure de Carswell (carrière Claude ; affleurement CA-04-02-05). Le stylo donne l'échelle.

À l'exception des *shatter cones*, il est difficile d'associer les fractures qui parcourent le socle à la tectonique cassante générée lors de l'impact. Cependant, plusieurs failles ont des remplissages d'impactites qui permettent de confirmer leur liaison au mécanisme de formation de l'astroblème. Deux types d'impactites ont été distingués à l'affleurement : des brèches fragmentaires polymictes, couramment appelées brèches de Cluff par les géologues exerçant dans le bassin d'Athabasca, et des brèches de type pseudotachylite. Les brèches de socle fondu, représentant le troisième type de brèches reconnues dans la structure (partie 3.3.2), n'ont été observées qu'en forage. Les zones bréchiques dans le socle sont nombreuses et peuvent former plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur dans les forages. Les contacts avec les roches du socle sont francs mais souvent irréguliers et forment des convolutes. Les brèches semblent injectées en un réseau de veines et de dykes qui parcourent la roche broyée sans orientation préférentielle.

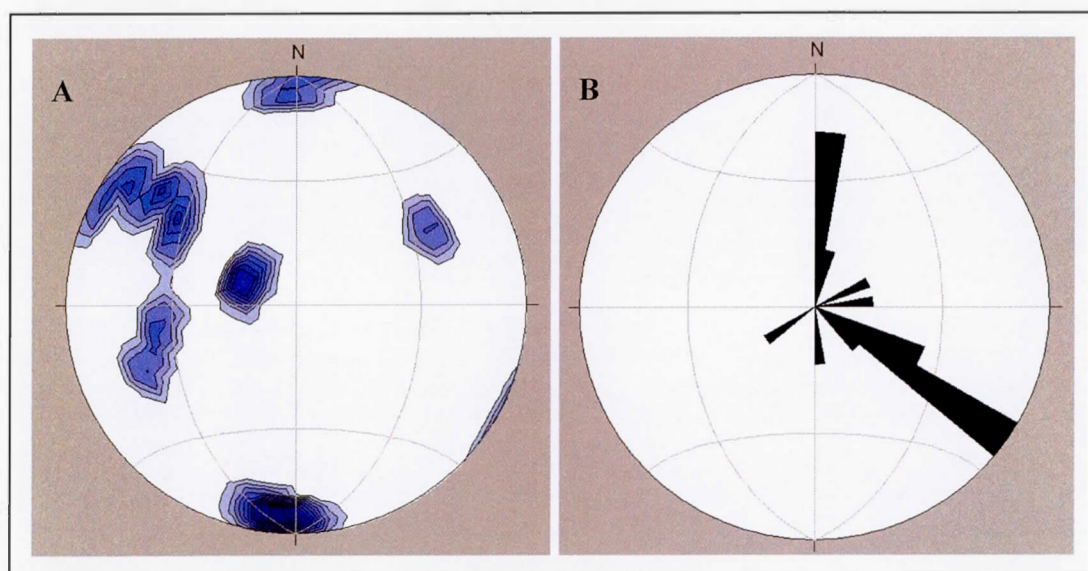


Figure 4.8 Orientation de 15 dykes de brèche de Cluff mesurée dans le socle de la structure de Carswell. A – Projection stéréographique équiaire sur hémisphère inférieur des pôles des plans structuraux, distance séparant les contours à 1 % de l'aire. B – Directions de plongement des dykes, angle d'écartement des rayons de 10°. Réalisé avec le logiciel StéreoNet.

Les brèches de type pseudotachylite sont des brèches à fragments millimétriques non jointifs dans une matrice noire. Ces pseudotachylites sont présentes à l'affleurement dans des fractures avec une épaisseur maximale de 4 centimètres ainsi qu'en petites veinules noires dans les lithologies du socle rencontrées dans les carottes de forage (figure 4.9).

Parmi les brèches de Cluff, on distingue trois sortes de brèche d'aspect différent :

- les brèches fragmentaires à matrice verte due à la chloritisation (figure 4.10) et à fragments de socle parfois fondu (figure 4.11) ;
- les brèches fragmentaires à matrice rouge, dérivée des brèches à matrice verte après hématisation (figures 4.12 et 4.13) ;
- une brèche de type suévite avec un litage apparent et une couleur gris sombre (figure 4.16).

Dans la carrière DJ, les remplissages de brèches de Cluff dans les fractures du socle sont nombreux, le contact avec les roches du socle est franc et régulier et les dykes ne présentent pas d'orientation préférentielle. À l'affleurement et en forage, les brèches de Cluff chloriteuses et hématisées recoupent visiblement les pseudotachylites et les brèches de socle fondu et en incorporent des fragments comme l'avait déjà observé plusieurs auteurs (Pagel *et al.*, 1985 ; Ey, 1984 ; Baudemont et Fredorovich, 1996). Cependant, des failles tardives (figure 4.14) recoupent à la fois les dykes de brèches de Cluff et ceux de pseudotachylites et un cisaillement de la brèche de Cluff a été noté dans un dyke de l'affleurement CA-04-02-04 dans la carrière Claude (figure 4.15). Ces failles sont postérieures à la mise en place des impactites et pourraient mettre en évidence des mouvements tardi- à post-impact bien que les travaux antérieurs ont défini la déformation reliée à l'intrusion des brèches de Cluff comme étant la dernière et ultime phase de déformation ayant affecté les roches du socle (Ey, 1984 ; Baudemont et Fredorovich, 1996).



Figure 4.9 Socle quartzo-feldspathique bréchique traversé par des filonnets irréguliers noirs de pseudotachylite (forage CAR 201 – profondeur 15,3 m). Section d'une carotte de 4,5 cm de diamètre.



Figure 4.10 Brèche de Cluff à fragments de socle hématisés dans une matrice chloriteuse verte (forage CAR 201 - profondeur 17,2 m). Section d'une carotte de 4,5 cm de diamètre.



Figure 4.11 Claste de socle fondu dans une brèche de Cluff (forage CAR 679).

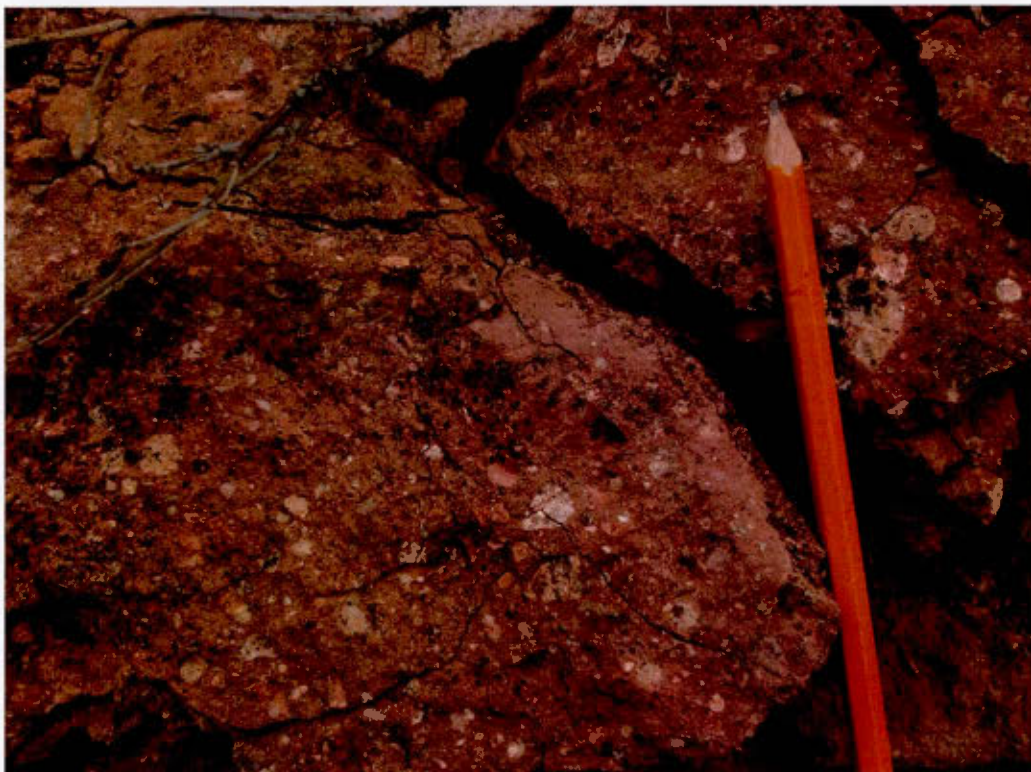


Figure 4.12 Brèche de Cluff polymictique hématisée (affleurement CA-04-06-01).



Figure 4.13 Brèche de Cluff polymictique hématisée (forage CAR-679).

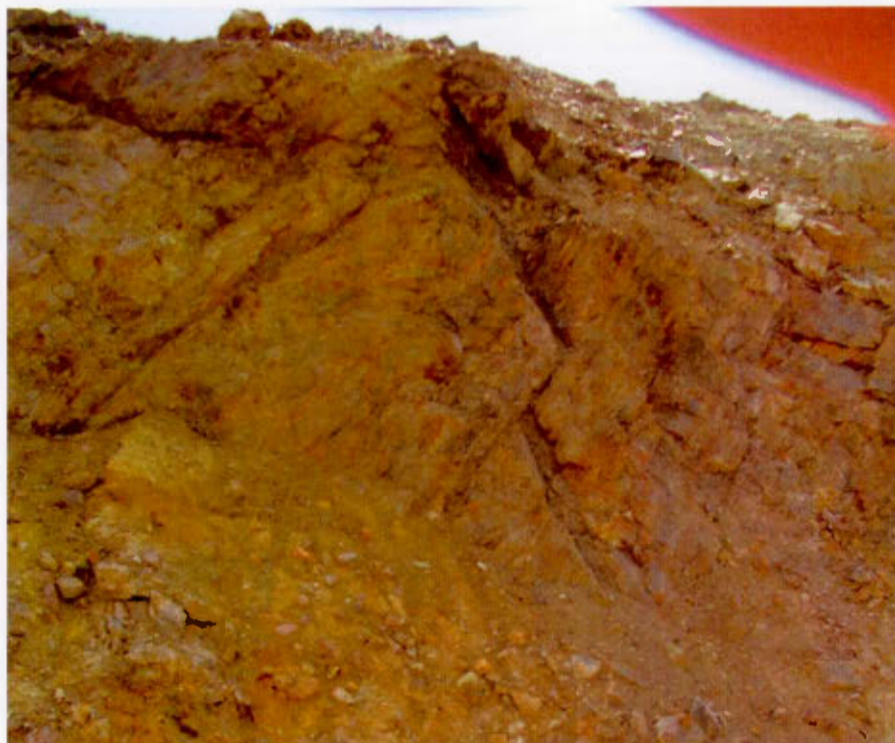


Figure 4.14 Dyke de brèche de Cluff décalé par une faille dans les gneiss de la carrière Claude (affleurement CA-04-02-04). Le dyke fait 40 cm d'épaisseur et le mouvement inverse de la faille est affecté par un rejet apparent de 1,5 m.



Figure 4.15 Brèche de Cluff cisailée dans le dyke de la figure (carrière Claude ; CA-04-02-04). La flèche du nord servant d'échelle fait 10 centimètres de longueur.

Une brèche de type suévite a été trouvée dans la carrière DJ dans les gneiss de Peter River à proximité de la zone minéralisée de la façade sud de la carrière Claude (affleurement CA-04-02-07). La nature de la mise en place de cette brèche avec le socle était impossible à étudier car l'affleurement était instable et situé sous l'écoulement d'eau de fonte de glace qui risquait de s'effondrer. Toutefois, la brèche a été échantillonnée et présente toutes les caractéristiques d'une brèche d'impact de type suévite (figure 4.16) : la brèche est polymictique, fragmentaire et présente un fin litage qui pourrait correspondre à l'orientation de la surface de dépôt des fragments impactés retombés. Des sulfures (pyrite) sont visibles à l'œil nu et disséminés dans la brèche.



Figure 4.16 Section d'un échantillon de suévite extrait d'une zone minéralisée dans les gneiss de Peter River de la carrière DJ (affleurement CA-04-02-07). Noter le fin litage de la roche dans le plan horizontal de la photo et la nature variée des fragments. La pièce fait 2,5 cm de diamètre.

- *Déformations microscopiques issues du métamorphisme de choc dans les roches du socle*

La déformation la plus notable et diagnostiquant indubitablement le métamorphisme de choc subi par les roches du socle correspond aux PDFs dans les grains de quartz. Le quartz des gneiss du Complexe de Earl River et des gneiss de Peter River présente des figures de déformation planaire très rapprochées (figures 4.17 et 4.18). Les grains de quartz présentant des PDFs ont une forme relativement xénomorphe telle que celle du grain de quartz au centre de la figure 4.17. Les zones d'irrégularités parallèles sont espacées de 2 à 10 μm et on dénombre de 1 à 5 familles de plans de même orientation dans le cristal. Le nombre important de familles de PDFs par grain indique que la roche a subi un métamorphisme intense. Ces déformations planaires présentent assez souvent un alignement d'inclusions fluides le long des plans de déformation que l'on nomme décorations (figure 4.19). Ces inclusions proviennent de la recristallisation en quartz des plans déformés (French, 1998). D'après Pagel (1975), ces phases fluides piégées pendant la cicatrisation des déformations sont uniquement acqueuses et sont composées principalement d'une phase gazeuse, parfois associée à une phase liquide.

Dans certaines roches quartzofeldspathiques du socle, on note toutefois une absence de PDFs sur des grandes plages de quartz. Ces roches ne sont pas pour autant moins affectées par le métamorphisme de choc. En effet, les grains de quartz sans PDFs ont un aspect laiteux et leurs limites sont lobées, signe d'une recristallisation. Les PDFs ont ainsi disparu mais certains grains montrent encore des PDFs partiellement préservés alors que l'autre moitié du cristal est astreinte à une recristallisation à texture polycristalline. Les grains de quartz déformés montrent une extinction roulante ou ondulante et le quartz polycristallin recristallisé est caractérisé par un mosaïcisme, une extinction à des angles différents pour chacun des grains qui le compose. Ce mosaïcisme est couramment observé dans les grains de quartz des roches impactées (Montanari et Koeberl, 2000). La recristallisation de certains cristaux efface partiellement à totalement les PDFs qu'ils contiennent mais des alignements d'inclusions fluides parallèles peuvent parfois perdurer.

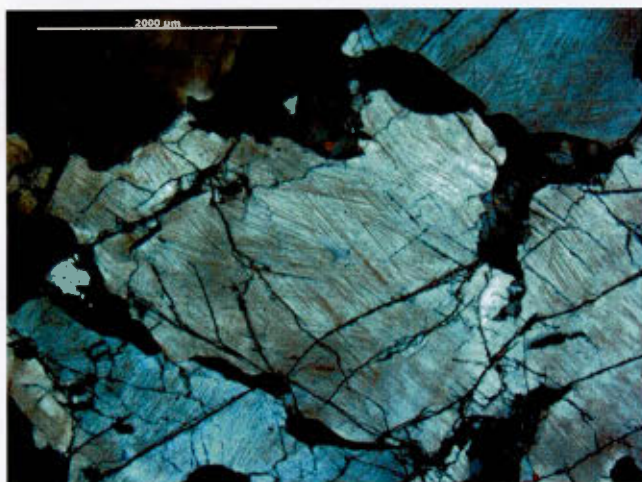


Figure 4.17 Quartz choqué à 3 familles de PDFs. Forage CAR579 – profondeur 20.4 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 2000 μm .



Figure 4.18 Détail d'un quartz choqué à 4 familles de PDFs dans le socle bréchique. Forage CAR201 – profondeur 17.5 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 50 μm .

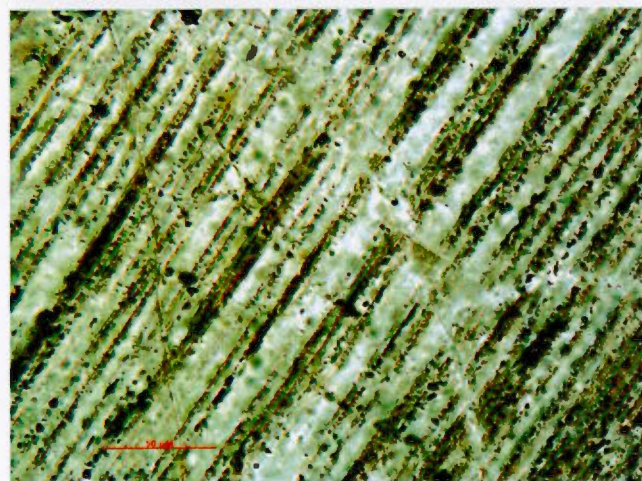


Figure 4.19 Détail des PDFs dans un grain de quartz choqué du socle.

N. B. Les plans parallèles sont soutenus par un alignement d'inclusions fluides.

Forage CAR579 - profondeur 20.4 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle rouge de 50 μm .

D'autres minéraux ont aussi subi des déformations importantes. Les grenats des gneiss de Peter River se distinguent de ceux des lithologies quartzofeldspathiques du Complexe de Earl River par une déformation cisailante importante qui leur confère une forme en œil asymétrique. Les grenats cisailés sont parfois recoupés par des micro-fractures cataclastiques qui traversent la roche. Il a aussi été observé une fracturation importante dans les grenats dont les fractures se terminent aux limites du grain et ne s'étendent pas dans les minéraux avoisinant (figure 4.20). Cette fracturation a été associée au métamorphisme de choc par Harper (1983). De 3 à 4 familles de fractures ont été relevées dans un même grain. Les fractures dans les grenats sont remplies par des cristallisations secondaires de quartz et de biotite qui ne montrent aucune déformation reliée au métamorphisme de choc (figure 4.21) ; ainsi, ces minéraux secondaires sont probablement d'origine post-impact.

Une fracturation similaire dans les grenats a été notée par Gibson *et al.* (1997) dans des métapélites de la structure de Vredefort (Afrique du Sud) ainsi que par Dressler (1990) dans les roches de la structure de Manicouagan (Québec, Canada) et Stähle (1975) dans celles du Ries (Allemagne). Dans ces trois cas, ces fractures sont considérées comme provenant de la décompression des grenats sous l'effet des fortes conditions de température et leur orientation correspond aux plans cristallographiques du cristal.

Certaines roches du socle de la structure de Carswell ont subi une importante phase rétrograde au faciès schiste vert qui a conduit au remplacement des grenats par de la chlorite verte. Les agglomérats de chlorite montrent toutefois une taille et une forme semblables aux grenats ainsi qu'une fracturation multiple semblable à celle observée dans les grenats. Cette observation tend à confirmer que la fracturation induite lors du choc est précurseur du remplacement par les chlorites. Ce remplacement peut correspondre à la rétro-morphose régionale au faciès schiste vert pré-Athabasca ou peut provenir d'une chloritisation importante par circulation hydrothermale après déposition du Groupe d'Athabasca.

Une texture myrmékitique a été observée autour de certains grenats (figure 4.22) et feldspaths à perthites. Dans les roches de la structure de Vredefort (Afrique du Sud), ce liseré de myrmékite est considéré comme étant une bordure réactionnelle due à la hausse de température et à la fusion sélectives de certains minéraux (Gibson et Reimold, 2005). Cette bordure est assimilable à une bordure de trempe.

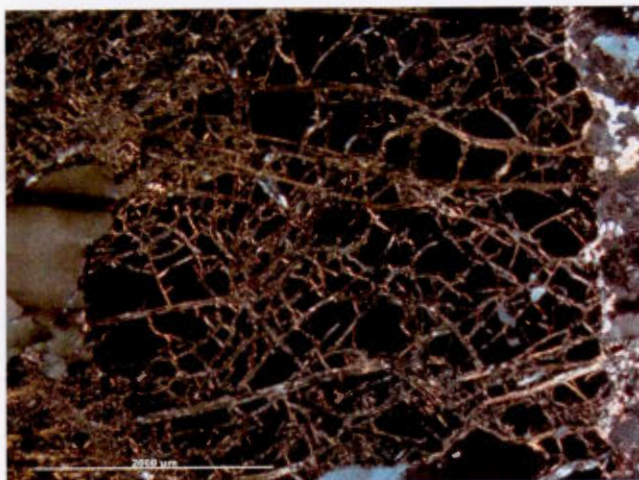


Figure 4.20 Grenat présentant 4 familles de fractures. Échantillon de socle provenant de l'affleurement CA-04-02-07. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 2000 µm.

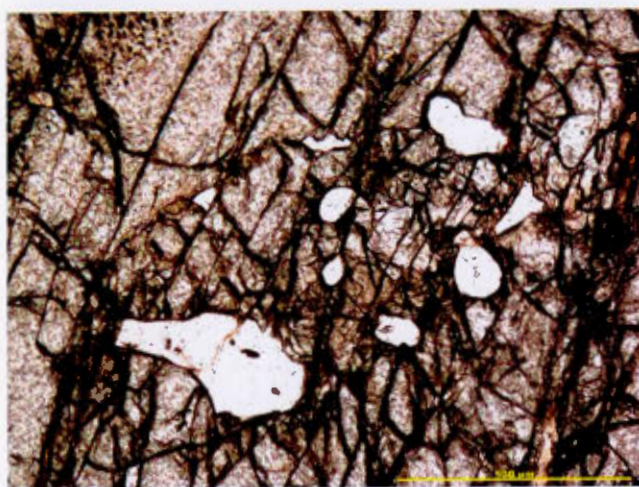


Figure 4.21 Cristallisation secondaire de quartz non choqué dans un grenat fracturé. Échantillon provenant de l'affleurement CA-04-02-09. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle jaune de 500 µm.



Figure 4.22 Grenat (à gauche) entouré par une bordure fluidale à texture myrmékitique. Échantillon provenant de l'affleurement CA-04-02-09. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 500 µm.

Les biotites montrent des *kink bands* dont la direction est fortement inclinée par rapport au clivage (figure 4.23). Les *kink bands* ne sont pas caractéristiques du métamorphisme de choc. Cependant, bien que pouvant être générées par des mécanismes endogéniques, ces déformations sont couramment décrites dans les lithologies de nombreuses structures d'impact. Dans la structure de Carswell, les biotites déformées sont rares et la densité des *kink bands* est faible. L'effet thermique d'un impact météoritique peut cependant annihiler ces déformations (Gibson *et al.*, 1997). Au centre de la structure de Vredefort, les biotites des roches du socle archéen sont soumises à une recristallisation en grains plus petits et avec une texture poëcilitique. Cette texture est typique des roches ignées et correspond à la cristallisation d'un minéral dans un minéral porphyrique de nature différente et dispersé sans orientation préférentielle. À Carswell, cette texture est observée dans les grenats où des biotites et du quartz secondaires non déformés cristallisent. Certaines biotites qui entourent les grenats sont parfois associées à la bordure de myrmékite (figure 4.22). Il est donc possible que ces biotites non déformées par le métamorphisme de choc aient cristallisé après l'impact et qu'elles soient associées à la hausse de température, comme les myrmékites en bordure des grenats.

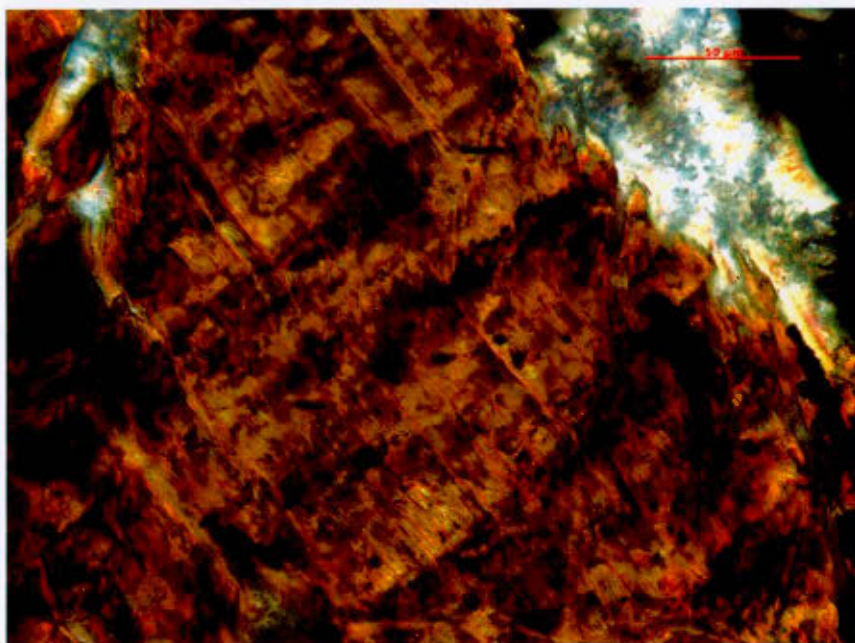


Figure 4.23 *Kink bands* dans une biotite révélés par une différence de couleur d'absorption provenant d'une orientation différente de chaque bande. Forage CAR579 – profondeur 22.7 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle rouge de 50 μm .

D'autre part, les feldspaths des roches du socle subissent parfois un changement de phase en polymorphe de haute pression, la maskélynite (figure 4.24), qui peut être observé au microscope pétrographique. La forme des feldspaths est conservée ainsi que la fabrique primaire. Les macles polysynthétiques sont visibles jusqu'à l'isotropisation totale du cristal et sa transformation en verre diaplectique. Cette texture unique dans les roches fortement choquées est caractéristique d'une formation de verre sans la fusion à l'état liquide (French, 1998). La maskélynite se forme à des pressions comprises entre 35 et 45 GPa (tableaux 2.2 et 2.3). Notons cependant que bien que cette phase soit métastable, il est rare de trouver du verre diaplectique lorsque la roche a subi un métamorphisme post-impact (French, 1998). D'autre part, les feldspaths des roches du socle qui ne présentent pas de déformation reliée au choc telle que des PDFs, montrent une texture fluidale des perthites alignées dans le cristal (figure 4.25). Ceci suggère une déformation plastique intense du grain d'origine qui pourrait avoir recristallisé après l'effet thermique de l'impact.

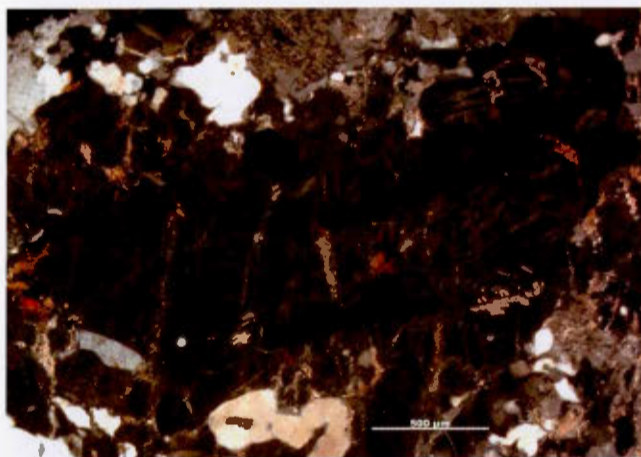


Figure 4.24 Feldspath opacifié se transformant en maskélynite (phase de haute pression du feldspath). Les macles sont encore discernables et la phase isotrope noire correspond au verre diaplectique. Affleurement de surface (CA-04-02-07). Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 500 µm.

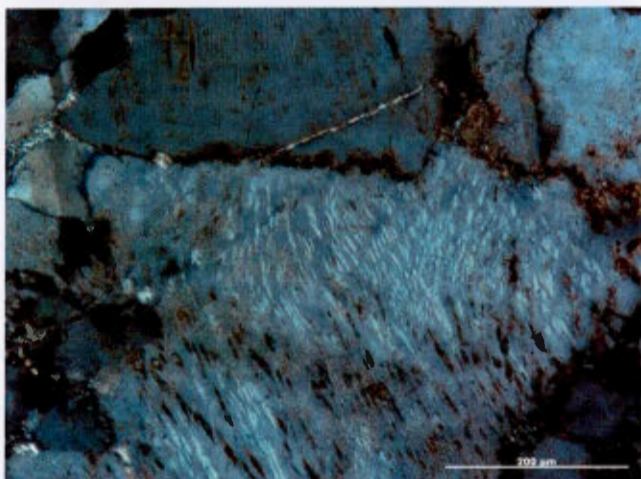


Figure 4.25 Feldspath à perthites montrant une texture interne fluidale. Forage 595 – boîte C15. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 200 µm.

Enfin, l'indice de métamorphisme de choc de plus forte intensité dans les roches du socle de la structure de Carswell correspond à des pressions avoisinant les 60 GPa. De telles pressions impliquent une température post-choc supérieure à 1000 °C qui dépasse le point de fusion des minéraux (tableaux 2.2 et 2.3). Ces indices de fusion dans les minéraux constitutifs des roches du socle ont été observés. Certains porphyroblastes de grenat présentent des textures fluidales (figure 4.26) et une transformation partielle en verre (figure 4.27). Le verre est totalement recristallisé en un matériel fin amorphe dans lequel a cristallisé des minéraux de nature indéterminée, allongés et sub-parallèles entre eux. Ces cristaux présentent une texture de type « *quench* » caractéristique d'un refroidissement rapide (figure 4.28). Dans cette même matrice vitreuse, des cristallites radiaires forment des étoiles de dévitrification caractéristiques du même phénomène (figure 4.29).

Les zircons détritiques des paragneiss, en minéraux accessoires, présentent aussi une fracturation importante et une diminution de leur biréfringence est parfois notable (figure 4.30). Cette baisse de la biréfringence est aussi observée dans les orthopyroxènes qui composent certains gneiss basiques du socle. Les orthopyroxènes se présentent en cristaux automorphe allongés suivant la foliation des gneiss. Ils ont des teintes de biréfringence normalement élevés et sont fortement fracturés, mais à proximité de zone de fonte, ils perdent leurs teintes colorées et finissent par fondre dans une zone opaque correspondant vraisemblablement à du matériel fondu (figure 4.31).



Figure 4.26 Grenat à texture fluidale dans les gneiss du socle. Forage CAR579 – profondeur 20 m. Photo de la carotte en lumière naturel-le. Échelle : diamètre de la carotte 4.5 cm.

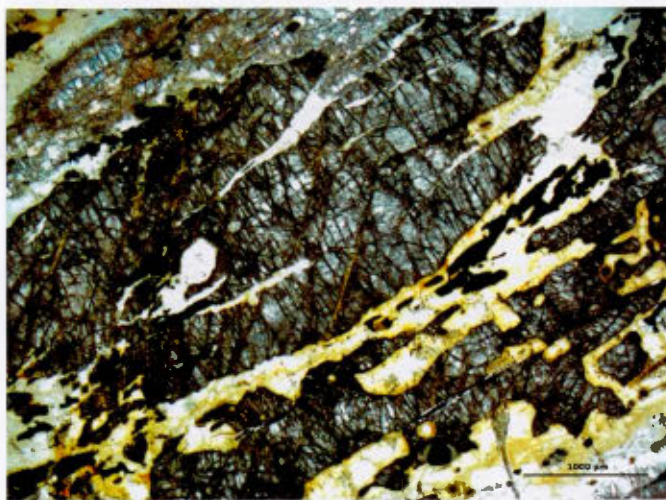


Figure 4.27 Grenat fracturé et partiellement fondu. Forage CAR579 - profondeur 22.7m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle noire de 1000 µm.

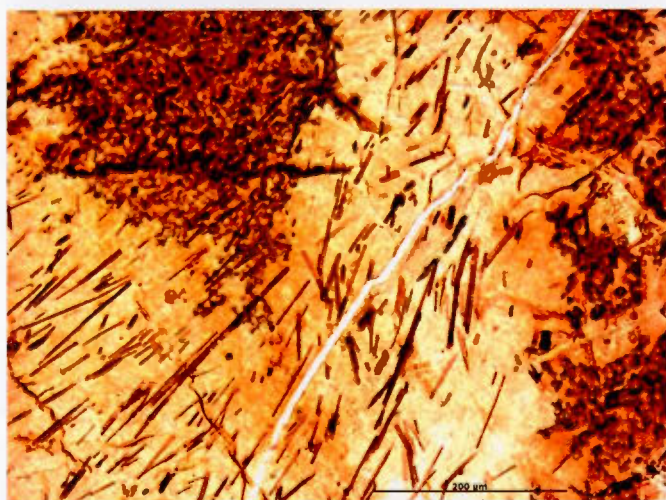


Figure 4.28 Verre de fusion dans les gneiss du socle avec texture en « *quench* » des cristaux (rutile ?), allongés et sub-parallèles, dans une matrice vitreuse recristallisée ou dévitrifiée. Forage CAR579 - profondeur 24.9 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle noire de 200 µm.

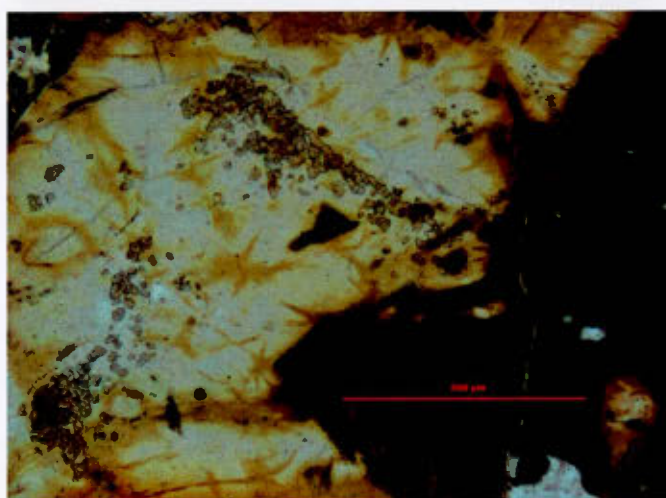


Figure 4.29 Étoile de dévitrification dans une matrice vitreuse. Forage CAR579 - profondeur 22.7 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle rouge de 500 µm.

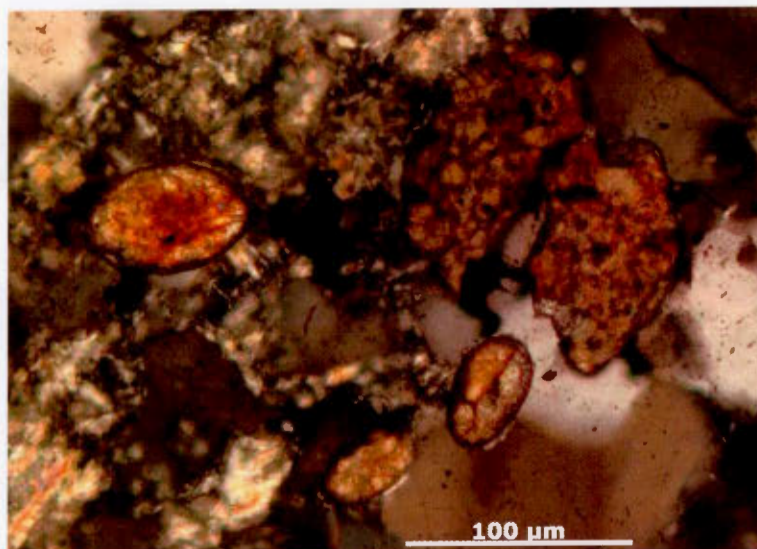


Figure 4.30 Perte de la biréfringence des zircons fracturés dans le socle. Affleurement de surface (CA-04-02-07). Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 100 μm.

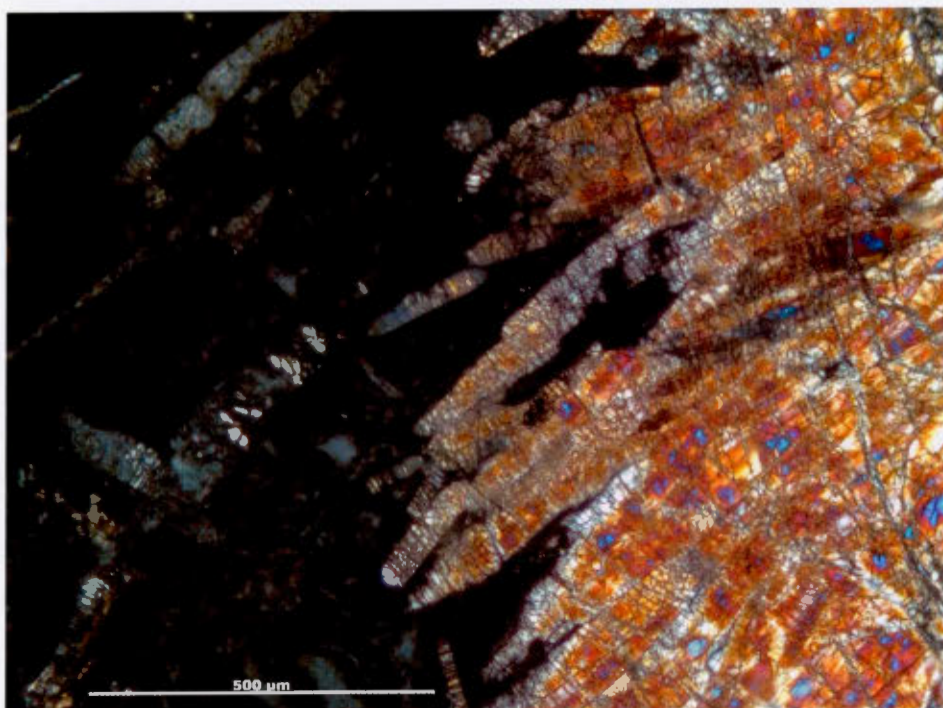


Figure 4.31 Orthopyroxènes fracturés dans un gneiss du socle : à droite, les minéraux ont une teinte de biréfringence vive puis, au contact avec une zone de fonte (à gauche), les pyroxènes perdent leurs couleurs et se fondent dans la zone opaque. Forage CAR579 – profondeur 20.4 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 500 μm.

- *Étude pétrographique des brèches de Cluff*

Les brèches de Cluff sont des brèches fragmentaires polymictes. Seuls des fragments de socle ont été notés dans notre étude pétrographique et les différents gneiss et granitoïdes présents dans la remontée centrale ont été observés. Aucun claste de roche sédimentaire appartenant à la couverture mésoprotérozoïque n'a été rencontré dans ces brèches.

Les fragments de socle dans les brèches de Cluff sont plus ou moins anguleux, mono- à polycristallins et de taille variable allant jusqu'à quelques centimètres (figure 4.32). Ces clastes montrent des altérations importantes (hématisation, chloritisation, argilisation). On note souvent la présence de chlorite violette en lumière polarisée analysée, que l'on ne retrouve pas en minéral d'altération dans la matrice de la brèche. Les fragments de socle présentent des PDFs dans les grains de quartz. Des fragments noirs, isotropes, pouvant correspondre à du matériel fondu sont aussi visibles.

La matrice est fine et constituée de fragments monominéraux de plus petite taille et anguleux, majoritairement du quartz ainsi que des feldspaths et plagioclases dans lesquels on distingue des déformations planaires. Les macles polysynthétiques des plagioclases sont déformées et fracturées suivant de multiples familles de PDFs (figure 4.33) qui se forment à une pression avoisinant 15 GPa (tableau 2.3 ; Gibson et Reimold, 2005). La matrice fragmentaire des brèches s'est probablement formée par l'attrition des fragments de socle et des grains entre eux. De plus, elle est affectée par une altération chloriteuse importante (verte en lumière polarisée analysée) et présente une texture maillée constituée de micas blancs (figure 4.34). Des agglomérats d'hématite peuvent se former autour de certains fragments ou librement dans la matrice (figure 4.35) et des grains d'hématite se disposent aussi le long des PDFs des grains de quartz choqués.

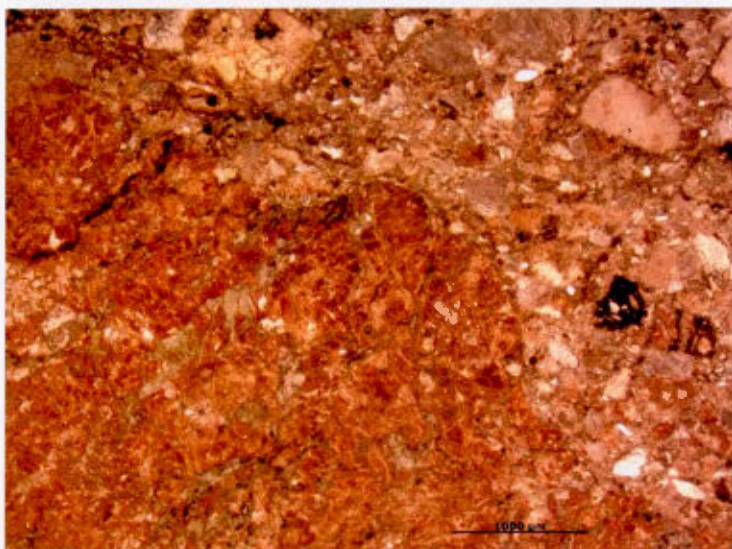


Figure 4.32 Contact entre un granitoïde de la fenêtre de socle central (à gauche) et une brèche d'impact fragmentaire (à droite). Forage CAR201 – profondeur 17.2 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle noire de 1000 µm.

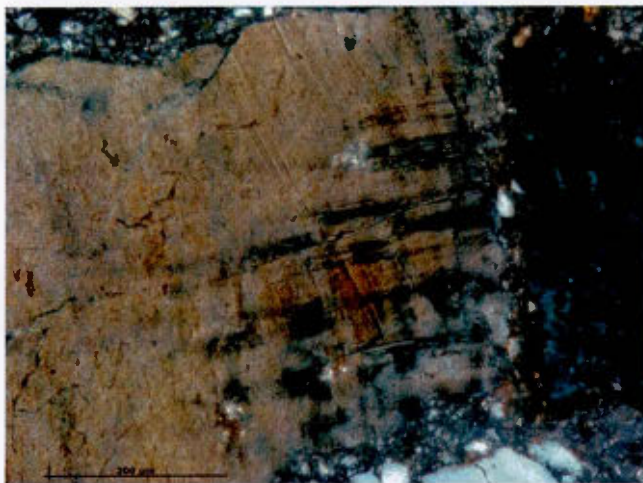


Figure 4.33 Feldspaths choqués présentant 2 familles de PDFs recoupant les macles polysynthétiques du cristal. Forage CAR679 – profondeur 444.1 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 200 μm .



Figure 4.34 Maillage de micas blancs dans la matrice d'une brèche de Cluff. Affleurement de surface (CA-04-02-07). Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 100 μm .

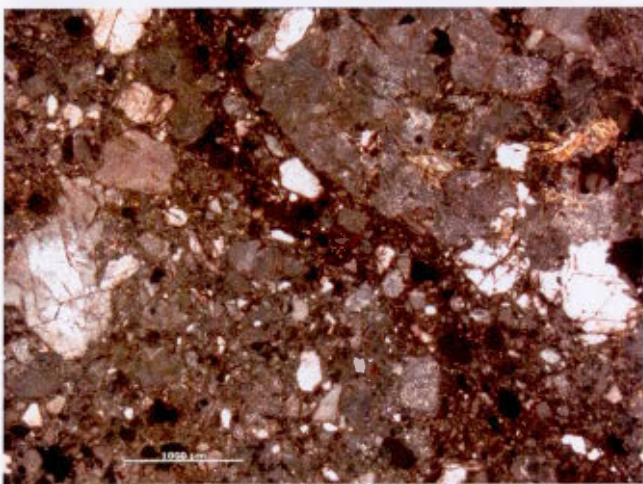


Figure 4.35 Concentration d'hématite dans la matrice d'une brèche fragmentaire, autour d'un fragment de socle (en haut à droite). Forage CAR201 – profondeur 17.5 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 1000 μm .

Plusieurs géologues ont noté de multiples phases d'injection de brèches dans les levés géologiques de forages, lesquelles sont observables au microscope. Certaines brèches secondaires reprennent les couloirs empruntés par les brèches primaires, probablement lors de rejeux tectoniques. Quelques critères distinguent toutefois les différentes générations de brèches de Cluff. Les fragments des brèches primaires sont le plus souvent jointifs alors que les brèches secondaires ont un pourcentage de matrice plus important (figure 4.36). Les fragments des brèches secondaires sont aussi généralement plus arrondis et la matrice est composée de fragments plus petits. Ces deux dernières observations sont à mettre en relation avec l'attrition des grains entre eux, plus développée dans les brèches secondaires qui reprennent les fragments des brèches primaires.

Un autre type de brèche d'impact dans les roches du socle a été étudié. Il s'agit d'une brèche hétérogranulaire à matrice phylliteuse (figure 4.37). Des fragments de socle flottent dans une matrice lithique riche en phyllosilicates. Ces derniers forment des ondulations autour des fragments de socle qui donnent un aspect fluidal à la brèche (figure 4.38). Les phyllosilicates ont une orientation générale parallèle aux épontes du dyke. Cette texture fluidale des minéraux d'altération pourrait provenir d'une texture préexistante dans la matrice. Une telle texture se retrouve généralement dans les impactites ayant subi une fusion (French, 1998).

Les roches du socle montrent les caractéristiques de lithologies qui ont subi un métamorphisme de choc très intense : *shatter cones*, PDFs, verre diaplectique (maskélinite), perte de la biréfringence de certains minéraux et fonte partielle de la roche. D'après les lames minces réalisées dans les échantillons des différents forages, ces indices sont présents au nord et au sud de la remontée centrale, jusqu'en bordure de la discordance, et sur une profondeur d'au moins 500 mètres. De plus, l'étude pétrographique de deux échantillons, une brèche de Cluff et le socle encaissant, prélevés dans une écaille de socle située au sud de la remontée centrale (affleurement CA-04-06-01), a montré que ces roches étaient aussi affectées par le métamorphisme de choc grâce à l'observation de PDFs dans le quartz.

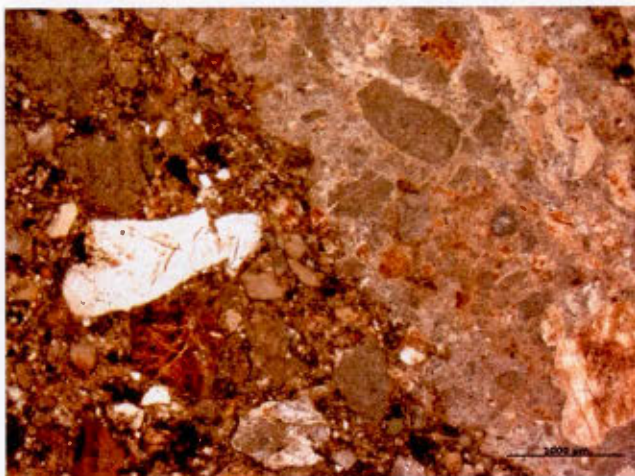


Figure 4.36 Contact entre deux injections de brèches dans les roches du socle, brèche à fragments jointifs (à gauche) reprise par une brèche secondaire à fragments non jointifs (à droite). Forage CAR201 – profondeur 17.2 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle noire de 1000 μm .

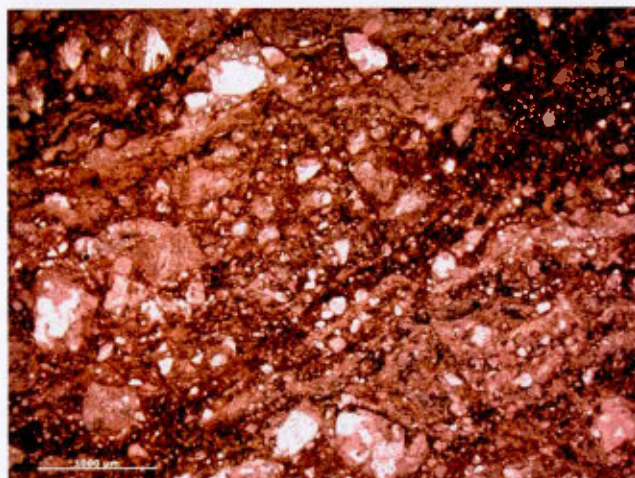


Figure 4.37 Brèche lithique hétérogranulaire à matrice fluidale. Affleurement de surface (CA-04-02-07). Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle blanche de 1000 μm .



Figure 4.38 Fragment de socle entouré par les phyllosilicates donnant un aspect fluidal. Affleurement de surface (CA-04-02-07). Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle blanche de 1000 μm .

4.2.2 Discordance entre le socle et le conglomérat de base

La discordance entre les roches du socle et le conglomérat de base a été observée à deux reprises au cours de nos travaux de terrain, au nord de la remontée centrale dans le forage CAR-201 et au sud de la remontée de socle à l’affleurement CA04-05-04. Le conglomérat de base au niveau de ces deux localités est de nature différente ainsi que le contact discordant avec les roches du socle.

Au nord, le contact socle / sédiments est franc mais irrégulier (figure 4.39). Le socle sous la discordance est altéré (régolite) et bréchique, ses grains de quartz sont découpés par de multiples familles de PDFs, ce qui démontre un métamorphisme de choc important. Une brèche de couleur noire marque la transition entre les roches du socle et les roches sédimentaires. La brèche est équivalente aux brèches d’impact fragmentaires à éléments jointifs décrites précédemment. Des PDFs sont observés dans les fragments de quartz qui la composent. Le contact entre cette brèche et le conglomérat de base était noté comme un contact de faille sur le levé géologique de forage, mais la carotte (figure 4.39) tend à montrer un contact irrégulier caractéristique des intrusions de brèches d’impact. Ce contact est aussi aisément identifiable à l’échelle microscopique (figures 4.40 et 4.41) de part la différence d’altération entre la brèche très hématisée et chloritisée, et les sédiments non altérés. Cette observation tend à démontrer que la brèche a été le drain de circulations de fluide qui ont beaucoup moins affecté la couverture. Le conglomérat de base à quelques centimètres de la discordance contient des fragments de socle de quelques millimètres à quelques centimètres de diamètre, sub-arrondis (figure 4.39). Ces fragments sont identifiables à l’échelle microscopique par leur nature polycristalline, une texture mylonitique, une altération plus importante et un métamorphisme de choc intense (figure 4.40 ; galets de socle polycristallins visibles dans le conglomérat de base à droite de la photographie). Ce conglomérat polymictique se compose aussi de grains arrondis à anguleux de quartz monocristallins et de grès dans une matrice argileuse. La diversité dans la nature des fragments et dans leur forme est caractéristique d’un sédiment immature et d’une sédimentation proximale par rapport à la source détritique.



Figure 4.39 Contact irrégulier entre le conglomérat polymicte de la couverture sédimentaire (à gauche) et le socle bréchique impacté (à droite). Forage CAR201 - profondeur 14.1 m. Photo en lumière naturelle. Échelle donnée par la pointe du crayon en haut à droite.

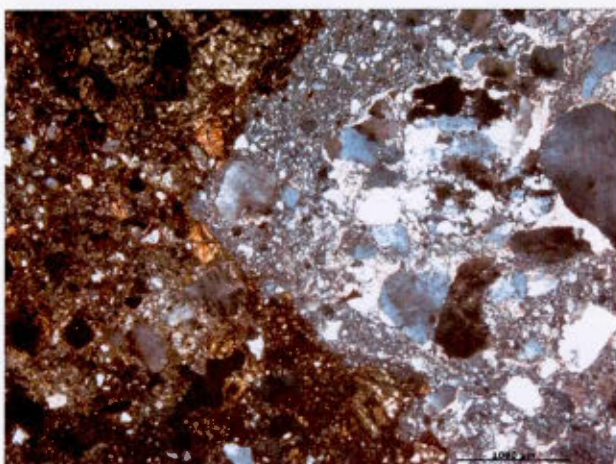


Figure 4.40 Contact entre le conglomérat de base (à droite) et le socle bréchique (à gauche). Forage CAR201 – profondeur 14.1 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 1000 µm.

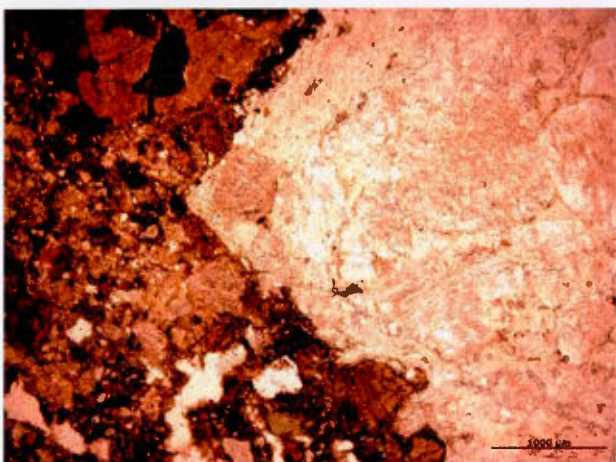


Figure 4.41 Contact entre le conglomérat de base (à droite) et le socle bréchique (à gauche). Forage CAR201 – profondeur 14.1 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle noire de 1000 µm.

De plus, des PDFs sont visibles dans la majorité des grains de quartz monocristallins ainsi que dans les grains de quartz des fragments de grès appartenant au conglomérat du forage CAR-201. Un liseré de croissance secondaire de quartz est parfois noté autour des grains de quartz grâce à un alignement d'impuretés (majoritairement des grains d'hématite) sur la limite entre le grain et le ciment secondaire. L'étude du ciment siliceux autour de ces grains a montré une continuité des PDFs selon une observation ponctuelle. Les déformations lamellaires issues du métamorphisme de choc dans les cristaux de quartz traversent le grain et se prolongent dans le ciment (figure 4.42). Ce conglomérat de base montre donc les caractéristiques d'une lithologie ayant été impactée.

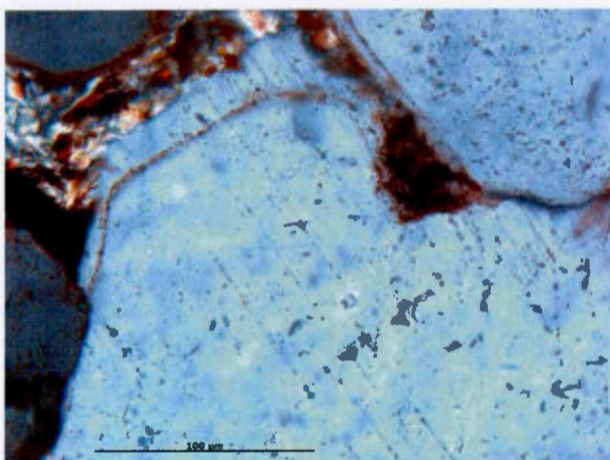


Figure 4.42 PDFs traversant l'aurole de nourrissage d'un grain de quartz du conglomérat de base. Forage CAR201 - profondeur 11.9 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 100 µm.

D'autre part, plusieurs grains de quartz choqués sont découpés par des fractures parallèles montrant un mouvement relatif inverse des lamelles de chaque grain (figure 4.43). Ces fractures sectionnent les PDFs des grains ainsi que la matrice et sont remplies de brèche cataclastique. Certaines fractures traversent la matrice et plusieurs grains voisins ce qui semble montrer que la microfracturation qui tronçonne les grains de ce conglomérat est survenue après sa sédimentation et son induration ainsi qu'après l'impact étant à l'origine du métamorphisme de choc. Le forage CAR-201 est situé à proximité d'une faille régionale majeure, la faille du Lac Carswell d'orientation nord-est – sud-ouest qui traverse l'ensemble de l'astrobloème (voir localisation sur la carte annexe). Les déformations post-impact et post-sédimentation de ce conglomérat de base pourraient être reliées à cette faille.

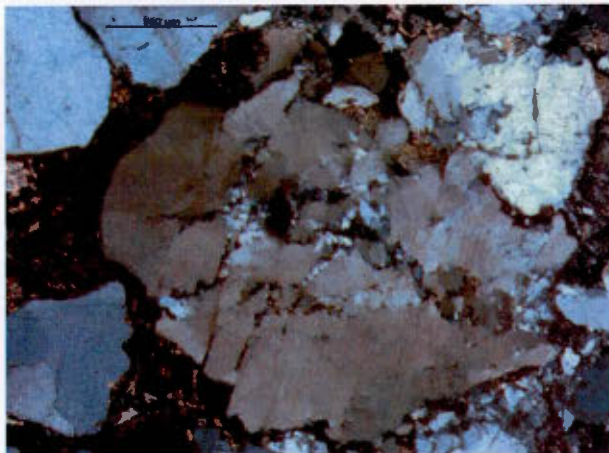


Figure 4.43 Grain de quartz tronçonné dans le conglomérat de base cataclasé. Forage CAR201 - profondeur 11.9 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 500 μm .

Au sud de la remontée centrale (affleurement CA-04-05-04), le contact entre la couverture sédimentaire et le socle est faillé. Le socle montre des *shatter cones* disséminés et une fracturation intense alors que le conglomérat n'a montré la présence d'aucun *shatter cone*. Le conglomérat contient des galets de quartz, centimétriques à décimétriques, tronçonnés par des fractures (figure 4.44) et baignant dans une matrice gréseuse grossière.



Figure 4.44 Galet de quartz tronçonné appartenant au conglomérat de base du Sous-Groupe de William River (Bloc CA04-05-03).

L'étude pétrographique de ce conglomérat montre un sédiment plus mature que le conglomérat de base présent au nord de la remontée centrale. En effet, la majorité des grains mono- et poly-cristallins sont arrondis (figure 4.45). Le conglomérat est composé d'environ 30 % de matrice

argileuse (majoritairement des micas blancs à texture maillée). La fraction détritique grossière (> 2 mm) représente environ 30 % du conglomérat. Certains des fragments sont formés de grès mature avec des joints triples et peu de matrice inter-granulaire. Quelques fragments de mylonite quartzitique sont visibles. Toutefois, aucun grain ni fragment observé dans les lames minces du conglomérat au sud du pic n'a montré la présence de PDFs, bien que les échantillons étudiés aient été prélevés à quelques mètres seulement de la discordance et des roches du socle traversées par des *shatter cones*.

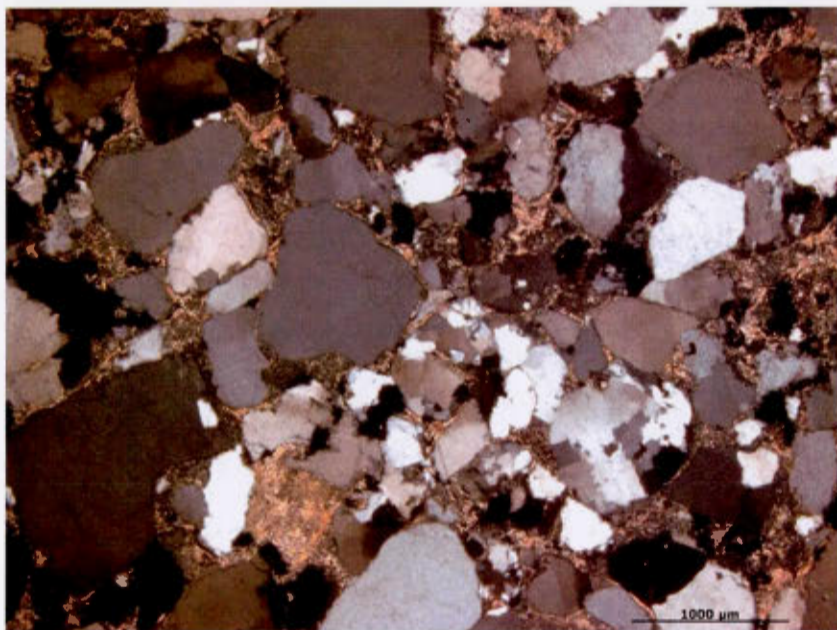


Figure 4.45 Conglomérat de base à galets mono- et poly-cristallins de quartz sub-arrondis. Affleurement de surface CA-04-05-04. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 1000 μm .

Les analyses effectuées autour de la discordance entre le socle et la couverture sédimentaire montrent que :

- 1) il existe plusieurs sortes de conglomérat de base autour de la remontée centrale ;
- 2) le conglomérat au nord de la remontée centrale est composé de grains de quartz à PDFs. Ces grains pourraient être détritiques mais l'évidence de PDFs dans le ciment siliceux autour du grain de quartz est un bon indice pour montrer que des sédiments ont été affectés par l'impact ;
- 3) une fracturation cataclastique post-impact du conglomérat de base au nord de la remontée pourrait être reliée à des failles régionales qui traversent la structure de Carswell ;
- 4) le conglomérat au sud de la fenêtre de socle ne semble pas affecté par le métamorphisme de choc.

Des roches sédimentaires appartenant au conglomérat de base sont donc effectivement choquées, ainsi que l'avait suggéré Harper (1983).

4.2.3 Anneau interne de la structure de Carswell

Les sédiments gréseux du Sous-Groupe de William River, présents dans l'anneau interne de la structure de Carswell, affleurent rarement. Seul un affleurement (CA-04-13-01), situé à proximité du contact avec la Formation de Carswell de l'anneau externe, a été relevé lors de notre campagne de terrain et un grès à laminations entrecroisées y a été échantillonné. Cependant, la structure de Carswell a été intensément explorée pour ses minéralisations en uranium et des milliers de sondages ont été effectués sur une surface de plus de 100 kilomètres carrés autour du centre de la structure d'impact. Ainsi, l'accès à la carothèque du Groupe AREVA nous a permis d'échantillonner efficacement les formations de grès du Sous-Groupe de William River pour caractériser les déformations et les brèches qui s'y trouvent. La carotte du forage DGC-1 a permis d'échantillonner la colonne stratigraphique sur 600 mètres de profondeur (localisation du forage sur la carte annexe). Des lames minces ont été faites à chaque 25 mètres dans cette carotte, de 75 mètres de profondeur jusqu'à 600 mètres.

Les sédiments du Sous-Groupe de William River sont des grès matures non déformés (figures 4.46 et 4.47). Aucun indice de métamorphisme de choc n'a été observé dans les 22 lames minces réalisées dans les grès du Sous-Groupe de William River. Toutefois, les effets du métamorphisme de choc dans des roches poreuses comme les grès nécessitent des pressions moins importantes pour se former que dans les roches cristallines (French, 1998 ; remarque du tableau 2.2). Par exemple, dans des roches sédimentaires, une pression comprise entre 15 et 20 GPa est suffisante pour qu'il y ait fusion, alors que pour une roche cristalline, il faut une pression comprise entre 50 et 60 GPa (Stöffler, 1984). Ceci est dû, lors du passage de l'onde de choc, à l'absorption de l'énergie par les nombreuses interfaces des grains détritiques et par la porosité des sédiments. À titre de comparaison avec les grès de la structure de Carswell non déformés, la figure 4.48 représente un grès impacté provenant de l'astroblème Barringer (Arizona, États-Unis). L'énergie dégagée par cet impact de type simple n'était pas suffisante pour voir la formation d'un pic central comme pour la structure de Carswell. Néanmoins, les grès de Coconino correspondant à la lithologie impactée présentent une fracturation intense et des PDFs parcourent les grains de quartz (French, 1998). Ainsi, même en tenant compte d'une diminution progressive de la pression avec l'augmentation de la distance au centre de l'astroblème, les sédiments du Sous-Groupe de William River présents dans le forage DGC-1 devraient présenter des indices de métamorphisme de choc, compte tenu de la proximité de l'affleurement CA04-02-07 (voir la carte annexe) où les roches du socle ont subi des pressions gigantesques. Or, il existe un hiatus dans la propagation du métamorphisme de choc entre ces roches sédimentaires et celles du socle. Les sédiments du Sous-Groupe de William River ne semblent pas avoir été impactés.

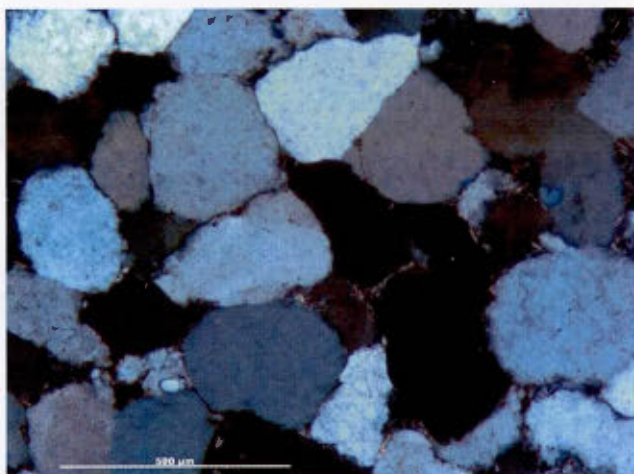


Figure 4.46 Grès de la couverture sédimentaire non déformé de la structure de Carswell. Forage DGC1 – profondeur 425 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 500 µm.

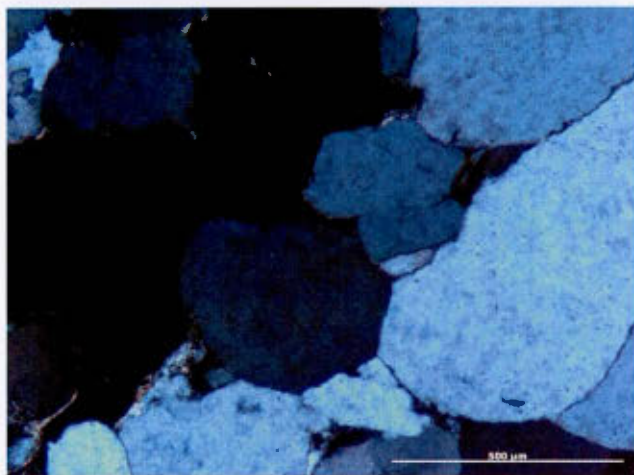


Figure 4.47 Quartz détritiques avec joint triple dans la couverture sédimentaire de la structure de Carswell. Forage DGC1 – profondeur 599 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 500 µm.

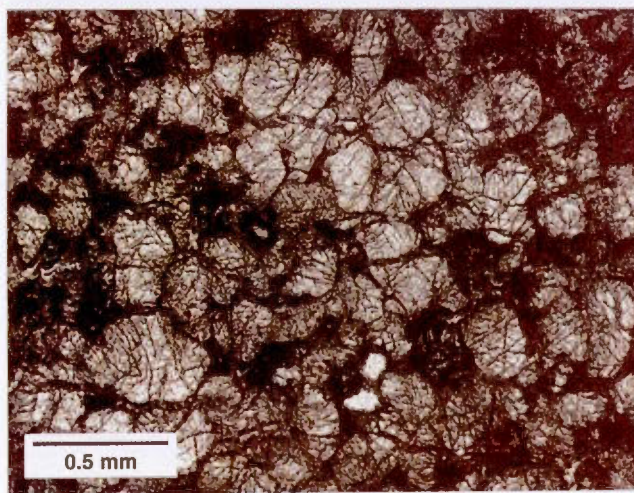


Figure 4.48 Fracturation due au passage de l'onde de choc dans les grès de Coconino provenant de l'astroblème de Barringer (ou Meteor Crater en Arizona). Photo extraite de French, 1998, lumière naturelle.

D'autre part, une brèche de Cluff qui avait été notée dans le levé géologique du forage DGC-1, à 363.5 m de profondeur, a été analysée. Cette brèche est composée de fragments de grès à grains fins, arrondis à anguleux et non jointifs, dans une matrice chloriteuse (figure 4.49). Cette brèche lithique semble s'être mise en place parallèlement à la stratification dans une roche de composition identique. Les fragments de la brèche ont une couleur blanche issue du lessivage et la roche au contact de la brèche est imprégnée par l'altération chloriteuse provenant de circulation de fluide au sein de cette brèche. Il s'agit possiblement d'une brèche hydraulique ou syn-sédimentaire car aucun indice de métamorphisme de choc n'a été identifié dans les fragments (figures 4.50 et 4.51). Cette brèche n'est donc pas une impactite.



Figure 4.49 Brèche à matrice verte très fine et à fragments sédimentaires dans une formation du Sous-Groupe de William River. Forage DGC1 – profondeur 363,5 m. Lumière naturelle.

L'étude pétrographique des échantillons de grès du Sous-Groupe de William River prélevés dans l'anneau sédimentaire interne de la structure de Carswell n'a montré aucun indice de métamorphisme de choc et aucune impactite n'est présente dans le sondage DGC-1.

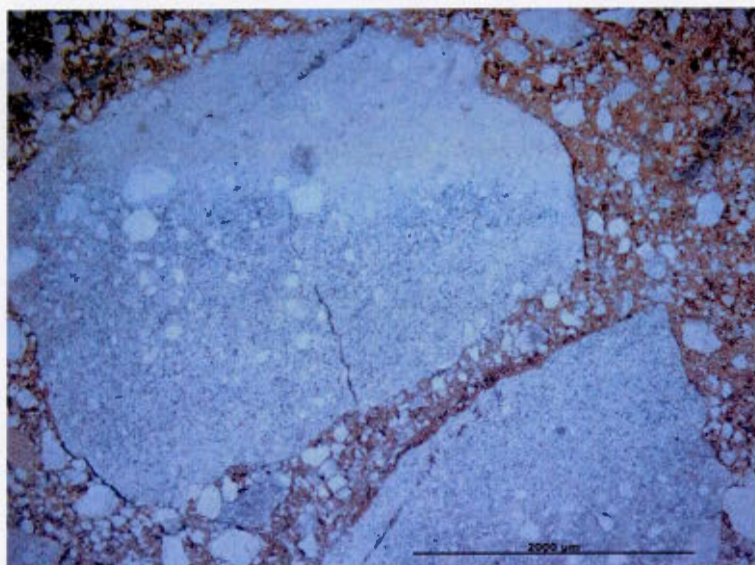


Figure 4.50 Fragments de roche sédimentaire dans un niveau de brèche lithique du Sous-Groupe de William River. Forage DGC1 – profondeur 363.5 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle noire de 2000 µm.

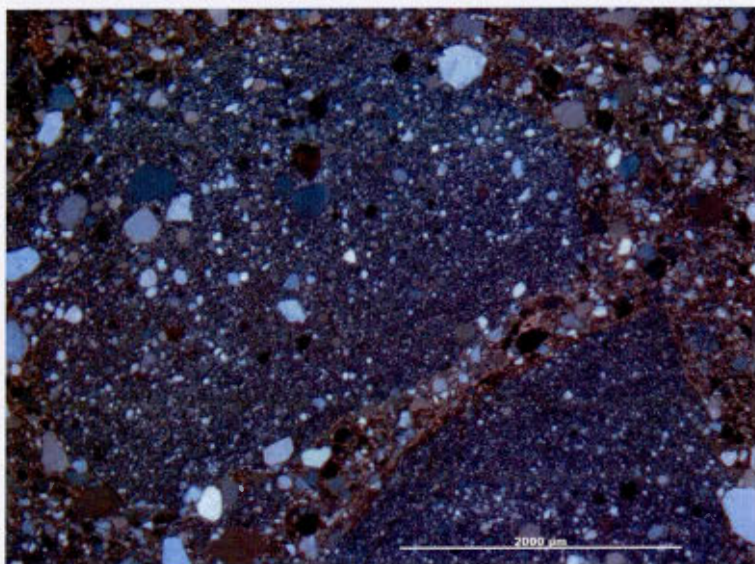


Figure 4.51 Fragments de roche sédimentaire dans un niveau de brèche lithique du Sous-Groupe de William River. Forage DGC1 – profondeur 363.5 m. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 2000 µm.

4.2.4 Anneau externe de la structure de Carswell

Au cours de nos travaux de terrain de l'été 2004, cinq traverses en coupe perpendiculaire ont été effectuées au travers de l'anneau sédimentaire externe. Les deux formations sommitales du Groupe d'Athabasca, les formations de Carswell et de Douglas, ont été rencontrées dans cet anneau.

La Formation de Douglas n'est présente à l'affleurement qu'à la base de la Formation de Carswell, sous forme arborescente de *siltstones* rouges à grains fins dans un conglomérat à nodules de chert dans un ciment de dolomie (figure 4.52). Au microscope (figure 4.53), ces *siltstones* sont dolomitiques mais les grains de quartz ne présentent aucune déformation reliée au métamorphisme de choc.

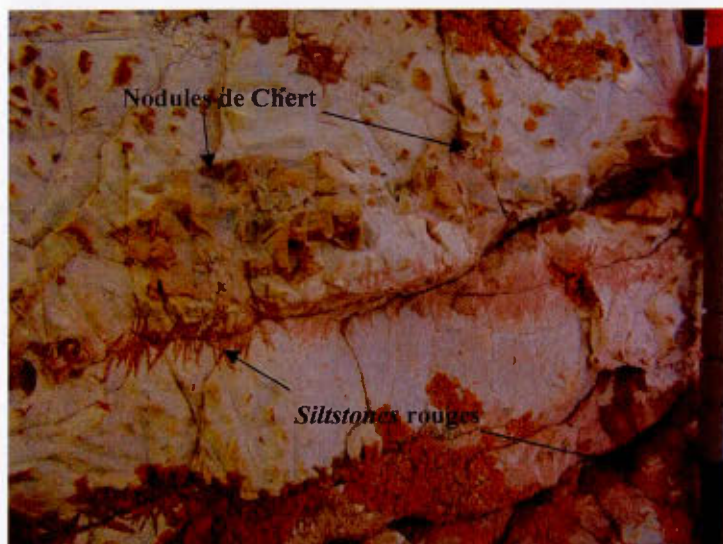


Figure 4.52 Conglomérat à nodules de chert dans un ciment de dolomie de la Formation de Carswell injecté par des *siltstones* rouges de la Formation de Douglas. Affleurement CA-04-10-08 situé à la base de la Formation de Carswell. Échelle donnée par le crayon à gauche de la photo.

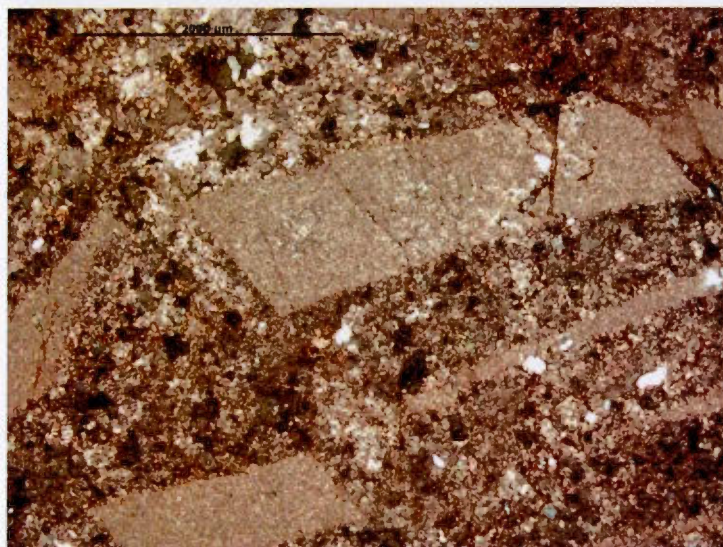


Figure 4.53 *Siltstone* dolomitique de la Formation de Douglas injecté dans les dolomies de la Formation de Carswell (parallélépipèdes gris). Affleurement CA-04-10-07 situé à la base de la Formation de Carswell. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 2000 µm.

La Formation de Carswell est exposée le long d'une falaise circulaire d'une hauteur maximale de 50 mètres, discontinue dans le paysage par l'effet de l'ancienne érosion glaciaire. Cette formation est découpée par des failles d'orientation nord-est sud-ouest majoritairement et nord-ouest sud-est, fortement pentées, dextres ou senestres et de rejet inconnu (figure 4.54). L'unité est composée de dolomies stromatolitiques interlitées avec des lentilles oolithiques. Environ 70 % de la formation est composé de laminites algaires planaires et stromatolitiques. Les stromatolites sont des constructions algaires présentes à la fois en formations réduites (stromatolites solitaires dans les dolomies, figure 4.55) et en colonies (figure 4.56).



Figure 4.54 Falaise de dolomie de la Formation de Carswell au nord-est de la structure dans le lac Carswell (au niveau de l'affleurement CA-04-12-07). Les traits noirs soulignent les failles nord-est sud-ouest associées à la zone de faille du lac Carswell.



Figure 4.55 Stromatolite solitaire de plus de 1 m de hauteur dans la Formation de Carswell. Affleurement CA04-07-01.

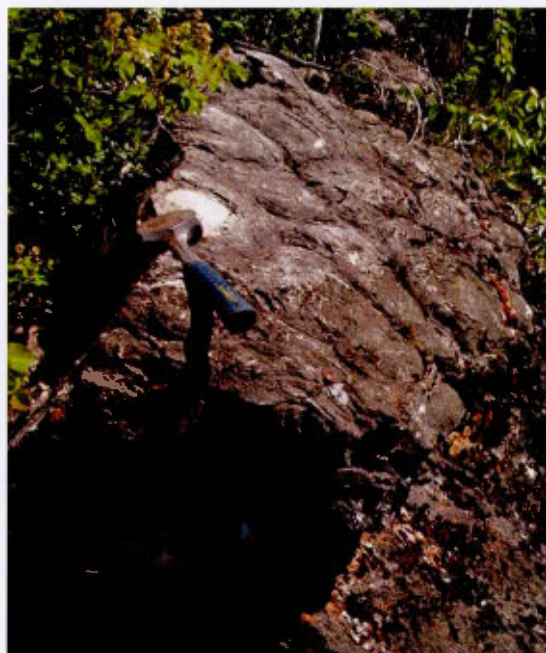


Figure 4.56 Colonie de stromatolites vue du dessus dans la Formation de Carswell. Affleurement CA04-10-06.

Les agglutinations d'oolithes, qui se sont formées pendant la sédimentation des dolomies, forment des lits de 1 à 50 cm d'épaisseur. Les oolithes sont de petites sphères de 0,25 à 2 mm de diamètre formées par accréation de carbonates (figure 4.57). Elles sont généralement bien circulaires dans la Formation de Carswell et sont constituées d'un nucléus de carbonates silicifiés, d'un cortex radiaire surmonté de plusieurs couches concentriques formées par roulement des grains dans un environnement agité (figure 4.58). Les oolithes montrent parfois des formes plus ellipsoïdales qui sont caractéristiques d'une certaine plasticité lors d'une accumulation rapide et quelques rares cassures selon les plans radiaires du cortex mais aucune déformation intense qui pourrait être reliée au choc d'un impact (figure 4.59). L'association de stromatolites et d'oolithes suggère une influence subtidale du milieu de dépôt avec l'arrivée épisodique de forts courants. Ceci est confirmé par la présence de slumps et de niveaux réguliers de brèches synsédimentaires entre les laminites algaires ainsi que dans les lentilles oolithiques comportant parfois des fragments centimétriques de dolomie.

D'autre part, des failles radiales de direction nord-est sud-ouest et nord-ouest sud-est sont communes dans l'anneau sédimentaire externe et des brèches ont été échantillonnées dans certaines des failles qui recoupent la falaise formée par les dolomies (figure 4.54). Les brèches récoltées sont des brèches synsédimentaires, ou sont du moins pénécontemporaines de la formation (figure 4.60). En effet, les fragments anguleux et jointifs de dolomie sont cimentés par une matrice carbonatée plus ou moins silicifiée et riche en hématite (figure 4.61). Cette matrice est de même nature que la composition du nucléus des oolithes (figure 4.58). L'étude pétrographique des différents échantillons récoltés dans la Formation de Carswell n'a montré aucun indice de métamorphisme de choc, ni aucune fracturation ou bréchification tectonique pouvant amener à penser que la formation a subi des dommages causés par l'impact. Ces failles radiales ont donc joué pendant la sédimentation de la Formation de Carswell. Wheatley (1985) avait déjà remarqué la présence de brèches synsédimentaires dans les failles du Lac Carswell, du Lac Points et la faille Bordière Est (voir localisation des failles sur la carte annexe). De plus, ces trois failles traversent la structure circulaire de Carswell dans son ensemble (anneau externe, anneau interne et remontée de socle). Ces failles sont donc encore restées actives après la formation de l'astroblème. Ceci est appuyé par le fait que le conglomérat de base composé de grains de quartz à PDFs et situé à proximité de la zone de faille du Lac Carswell est affecté par une fracturation cataclastique post-impact (partie 4.2.2). De plus, la faille du Lac Carswell et la faille Bordière Est recoupent le contact concentrique entre les anneaux sédimentaires externe et interne avec un décalage senestre de l'anneau de dolomie au nord-est de la structure (voir carte annexe).

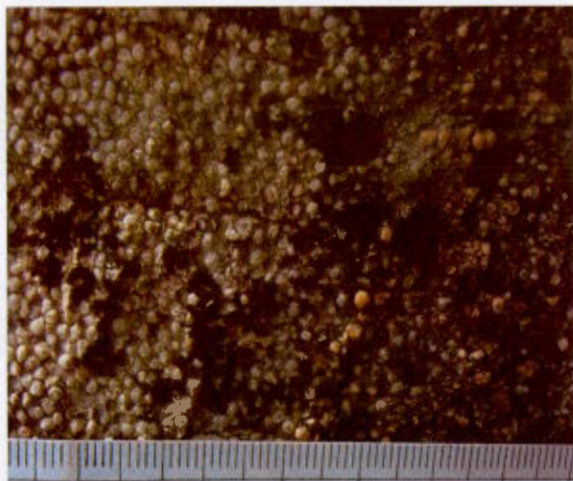


Figure 4.57 Détail d'un banc de dolomie oolithique de la Formation de Carswell. Affleurement CA04-10-03. Échelle graduée en centimètres.



Figure 4.58 Oolithe à cortex radiaire, couches externes concentriques et nucléus de carbonates + quartz. Affleurement CA-04-12-01. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 500 μm .



Figure 4.59 Calcaire oolithique de la Formation de Carswell. Affleurement CA-04-12-01. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle blanche de 2000 μm .



Figure 4.60 Brèche dolomitique synsédimentaire de la Formation de Carswell. Affleurement CA04-04-03. Échelle donnée par la flèche marquant le nord : 10 cm de haut.

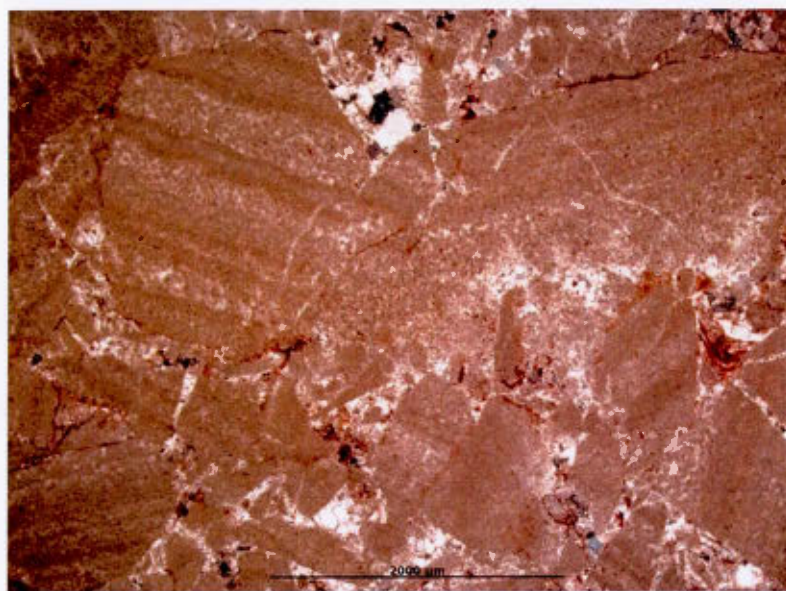


Figure 4.61 Brèche synsédimentaire de dolomie stromatolitique. Affleurement CA04-04-03. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 2000 μm .

4.2.5 Extérieur de la structure

- Sédiments du Groupe d'Athabasca

Les sédiments appartenant au Groupe d'Athabasca en bordure de la structure ont été échantillonnés et deux lames minces ont été réalisées pour les affleurements CA-04-04-04 et CA-04-15-02 (localisation sur la carte annexe). Une fracturation est visible sur tous les affleurements situés le long de la rivière Douglas au sud de l'astrolème (figure 4.62) et la stratification des couches tend à s'incliner légèrement vers le centre de la structure avec un angle de 10°. Les sédiments sont des grès blanchâtres à rouges, à grains moyens à grossiers et parfois conglomératiques (figure 4.63). Les grès étudiés au microscope pétrographique sont très matures, composés essentiellement de quartz et de ciment siliceux. Les grains de quartz ne sont pas fracturés et ne présentent aucun indice de métamorphisme de choc. Ils sont agencés entre eux en formant des joints triples (figure 4.64).



Figure 4.62 Affleurement fracturé de grès du Groupe d'Athabasca au bord de la rivière Douglas (CA04-15-05). La masse (au centre) est longue de 25 centimètres.



Figure 4.63 Grès rouge conglomératique. Affleurement CA04-15-02.

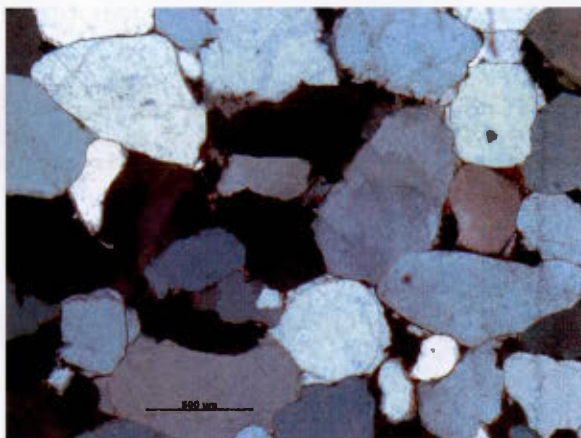


Figure 4.64 Grains de quartz détritiques avec joints triples. Affleurement CA04-15-02. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle noire de 500 μm .

- Dyke de diabase

Le dyke de diabase, intrusif dans la couverture sédimentaire au sud de la structure de Carswell, affleure au bord de la rivière Douglas. Ce dyke a été daté par la méthode K-Ar à 949 ± 33 Ma (Wanless *et al.*, 1979). L'étude pétrographique de la lame mince montre une composition majoritaire en plagioclases en phénocristaux allongés avec une texture ophitique (figure 4.65). Les pyroxènes sont fortement altérés. Trois altérations se distinguent : la chloritisation, puis l'hématisation et enfin l'épidotisation. On note aussi la présence de quartz automorphes (< 5 %). Les plagioclases et les grains de quartz ne montrent pas d'évidence de métamorphisme de choc.



Figure 4.65 Diabase à texture ophitique. Affleurement CA04-15-01. Photo en lumière polarisée analysée. Échelle blanche de 1000 μm .

- Brèches de Cluff à l'extérieur de la structure

L'étude des journaux de sondages réalisés au sud de la rivière Douglas et dans le district de Shea Creek environ 10 kilomètres au sud de l'anneau externe de la structure de Carswell (localisation sur la figure 5.6), a révélé la présence d'un niveau de brèche continu au niveau de la discordance entre le socle et les sédiments à 700-750 mètres de profondeur et de multiples injections de brèches de Cluff dans les roches du socle sous-jacent. Ce niveau de brèche à la discordance se trouve à la base de la Formation de Manitou Falls c (tableau 1.1). Certaines de ces brèches de Cluff sont en plus radioactives ou associées à des minéralisations uranifères : citons quelques exemples dans les sondages SHE-04 entre 709,3 et 709,5 mètres de profondeur (scintillométrie de 5590 c/s), SHE-12 entre 768,8 et 769,6 mètres de profondeur dans le socle, SHE-13 à 783,1 mètres de profondeur (scintillométrie de 700 c/s) et SHE-27 entre 801 et 801,3 mètres de profondeur.

Lorilleux (2001), un des géologues ayant décrit les carottes de sondage au sud de la rivière Douglas (sondages DGS) et à Shea Creek (sondages SHE), suggère que ces brèches pourraient être reliées à l'impact. Les fragments anguleux, la direction de la fabrique, la matrice fragmentaire et la nature hétérolithique de la brèche suggèrent une bréchification tectonique (Lorilleux, 2001). Les fragments sont orientés parallèlement aux épontes des fractures et à la discordance ce qui suggère des mouvements tectoniques le long de la discordance. L'espace inter-fragmentaire contient des microfragments dans un ciment gris-vert argileux. Ce ciment est similaire à la matrice altérée observée dans les brèches de Cluff de la structure de Carswell (Lorilleux, 2001). Des fragments noirs ont été remarqués dans ces brèches et pourraient correspondre à des morceaux de pseudotachylite.

Une lame mince effectuée dans la brèche de Cluff présente sur la discordance entre 701,4 et 701,5 mètres de profondeur dans le forage DGS-14 nous a été prêtée par le Groupe AREVA (localisation du forage sur la carte annexe). L'étude pétrographique confirme les observations réalisées par Lorilleux (2001). La brèche présente une matrice fluidale argilitisée, certains fragments amorphes pourraient correspondre à du matériel fondu et des injections multiples de brèches sont visibles (figure 4.66). Toutefois, aucune microstructure planaire due au métamorphisme de choc n'a été notée dans les grains de quartz qui composent les fragments. Ainsi, après une première analyse sur cet échantillon, l'origine de la brèche ne peut pas être assurément reliée à une impactite. Cependant, la distance par rapport au point d'impact étant importante (22 kilomètres), l'onde de choc atténuée n'était peut être pas suffisante pour créer des PDFs.

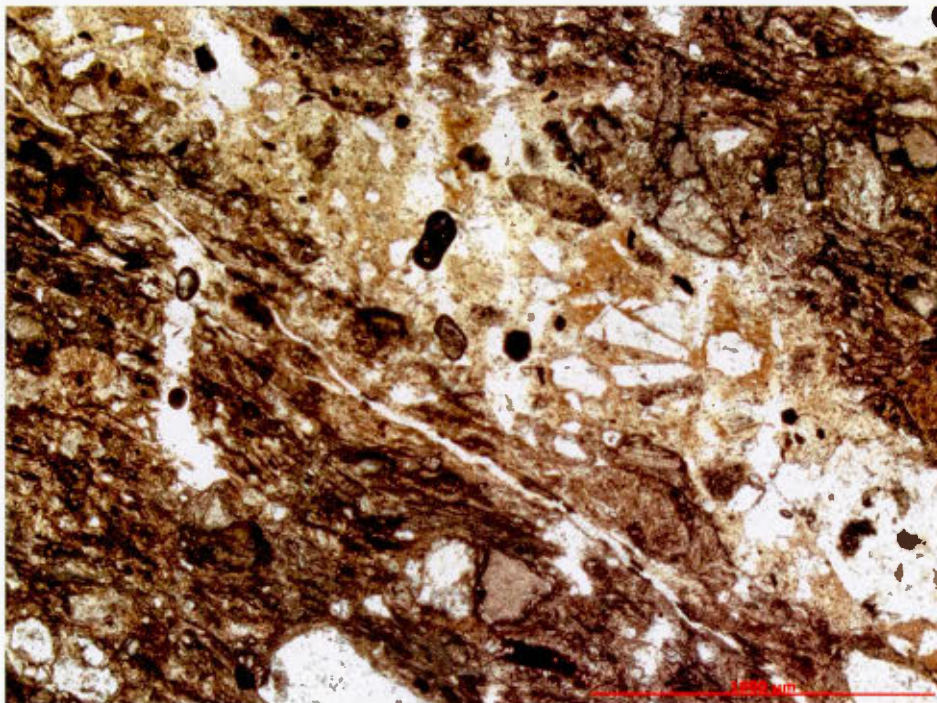


Figure 4.66 Injection d'une brèche fragmentaire à matrice chloriteuse (au centre) dans une brèche à matrice fluidale (en haut à droite et en bas à gauche). Forage DGS14 – profondeur 701.4 m. Photo en lumière polarisée non analysée. Échelle rouge de 1000 μm .

4.3 Conclusion

Les limites des domaines de pression et de température selon les effets du métamorphisme de choc sont bien définies grâce aux reconstitutions des conditions thermo-barométriques en laboratoire (Stöffler et Langenhorst, 1994 ; French, 1998 ; tableaux 2.2 et 2.3). Ainsi, les roches et les minéraux du socle de l'astrolème ont été soumis à des pressions comprises entre 10 GPa et 45 GPa : fracturation, *shatter cones*, bréchification importante, multiples PDFs, maskéline, perte de la biréfringence. Certains gneiss ont en plus subi une fusion qui implique une pression avoisinant 60 GPa : fonte des feldspaths perthitiques, texture fluidale et verre recristallisé avec une texture figée (« *quenched* »).

D'autre part, le conglomérat de base situé sur la discordance au nord du noyau de socle métamorphique est composé de grains de quartz et de fragments de grès dont les grains détritiques et le ciment siliceux sont recoupés par des PDFs. Cependant, le conglomérat au sud de la remontée centrale ne semble pas affecté par le métamorphisme de choc et sa nature dissemblable avec le conglomérat

situé au nord indique que la stratigraphie de l'anneau sédimentaire interne est complexe. Les grès du Sous-Groupe de William River ne sont pas non plus affectés par le métamorphisme de choc.

L'anneau sédimentaire externe, composé des formations de Carswell et de Douglas, ne présente aucun signe de métamorphisme de choc. Les déformations microscopiques visibles dans les oolithes et la bréchification synsédimentaire de la Formation de Carswell sont caractéristiques d'un milieu de dépôt agité à faible profondeur d'eau. La distance au centre de l'astrolème peut expliquer l'absence de métamorphisme par l'atténuation de l'onde de choc. Toutefois, l'anneau est traversé par des failles régionales majeures d'orientation nord-est sud-ouest et nord-ouest sud-est qui ont joué pendant la sédimentation des dolomies et qui semblent post-impact.

Les grès du Groupe d'Athabasca et le dyke de diabase qui affleurent à l'extérieur de la structure, au niveau de la rivière Douglas, ne sont pas non plus affectés par le métamorphisme de choc. Néanmoins, le socle présent sous la couverture sédimentaire de cette zone présente de multiples injections de brèche de Cluff et un niveau de brèche corrélable dans plusieurs sondages semble être associé à la discordance sédiments / socle. Toutefois, aucun PDFs n'a été identifié dans l'échantillon du forage DGS-14 étudié. D'autres lames minces devraient cependant être effectuées dans les brèches et les roches du socle au sud de l'anneau sédimentaire externe afin d'approfondir les recherches.

CHAPITRE V

GÉOPHYSIQUE

ET PROFIL DE LA DISCORDANCE SOCLE / SÉDIMENTS

5.1 Introduction

La géophysique s'avère être un excellent moyen de reconnaissance des astroblèmes, notamment lorsque ces derniers sont recouverts par des sédiments post-impact. En effet, d'après Pilkington et Grieve (1992), les astroblèmes ont des signatures magnétique et gravimétrique bien particulières.

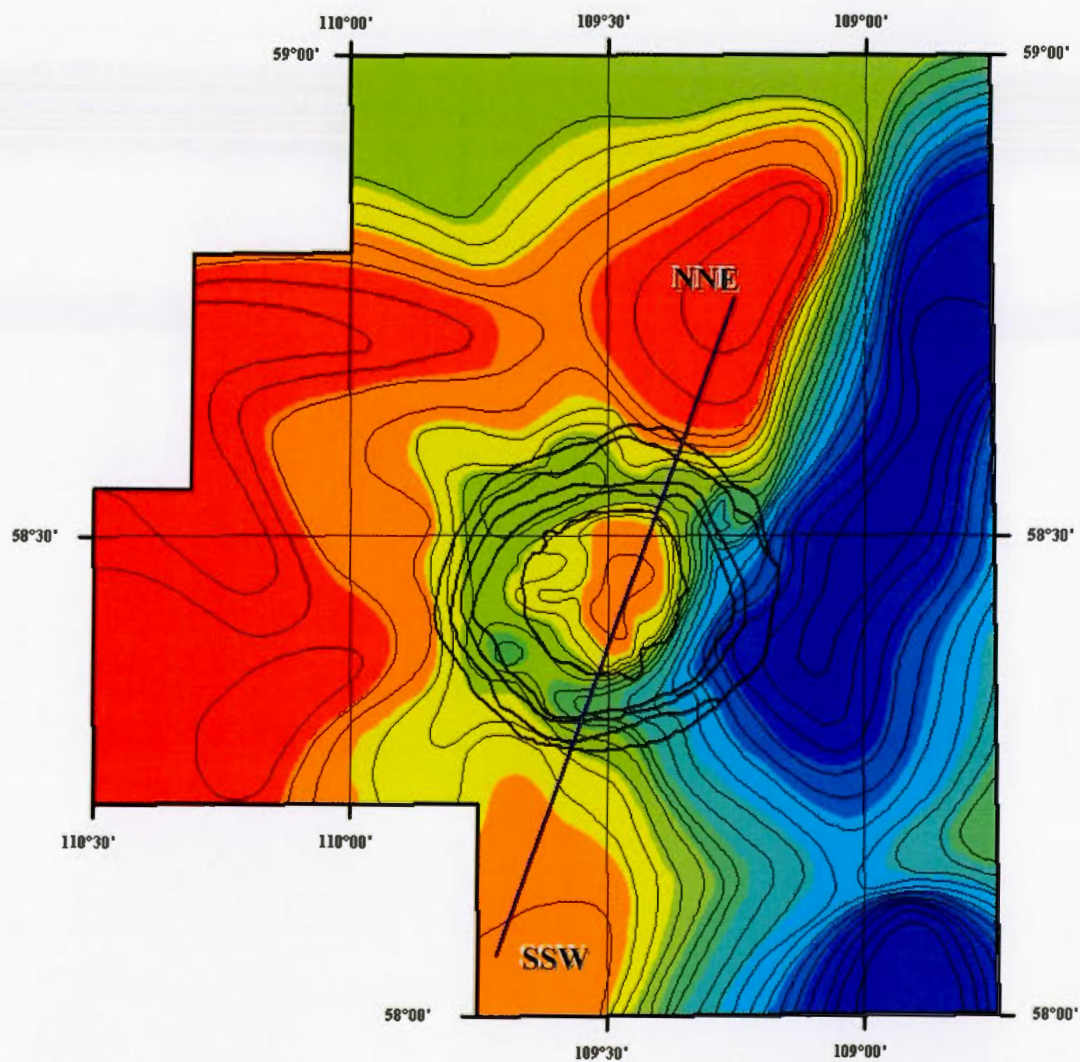
La signature gravimétrique doit montrer une anomalie circulaire dont la taille est proportionnelle celle de la structure. Cette anomalie est typiquement négative car le remplissage bréchique et sédimentaire est moins dense que la roche cible plus massive. Lorsque la structure d'impact est complexe, l'anomalie est positive au centre de l'astroblème où a eu lieu le soulèvement central et où les roches fondues sont plus denses. Cet aspect peut s'avérer essentiel lorsque la structure est invisible en surface, notamment si elle a été fortement érodée et qu'il ne reste plus que le pic central, plus compétent par sa composition en matériaux choqués.

La signature magnétique des impacts ne comporte pas de patron vraiment distinctif. Cependant, les anomalies régionales en dehors de la structure peuvent être interrompues ou se perdre dans la structure. On remarque malgré cela des anomalies positives sur des aires spécifiques comme au niveau de roches ayant subi une fusion, dans les zones de brèches ou encore lorsque des roches magnétiques sont remontées des zones profondes par le rebond élastique ou en la faveur des fractures créées lors de l'impact.

Les données géophysiques de l'ouest du bassin d'Athabasca et plus particulièrement de la structure de Carswell sont étudiées dans ce chapitre afin de prendre connaissance des structures profondes de l'astrolème sous la couverture sédimentaire du Groupe d'Athabasca. Ces données gravimétriques et magnétiques du bassin proviennent de la base de données régionales de la Commission Géologique du Canada de la province de la Saskatchewan. De plus, 7 890 levés géologiques de forage, provenant de la base de données du Groupe AREVA et effectués au sein de l'astrolème ainsi qu'au voisinage dans un rayon de 40 kilomètres depuis le centre de la structure, ont été compilés afin d'y relever la profondeur de la discordance socle / sédiments et de modéliser le profil du socle sous la couverture sédimentaire. Ces travaux permettront de rendre compte de la morphologie générale de la structure de Carswell en profondeur et de noter ses caractéristiques morphométriques qui seront utilisées dans le chapitre suivant pour évaluer le rayon d'influence de l'impact.

5.2 Anomalies gravimétriques

Les données gravimétriques de la structure de Carswell proviennent de la base de données régionale de la Commission Géologique du Canada (CGC/GSC), publiées par Innes (1964). L'étude des anomalies gravimétriques révèle une structure en anneaux parfaitement circulaire au niveau de la structure de Carswell qui se compare aux observations des autres astrolèmes de type complexe (figure 5.1). Au centre de la structure de Carswell, la remontée de socle se traduit par une anomalie gravimétrique de - 52 mGal (milligals). Les anneaux sédimentaires interne et externe composés par les sédiments du Sous-Groupe de William River et les Formations de Carswell et de Douglas correspondent à une forte anomalie négative dont le minimum est de - 62 mGal. Ces sédiments ayant des densités de $2,49 \text{ g/cm}^3$ pour les grès de l'Athabasca et de $2,85 \text{ g/cm}^3$ pour les dolomies par rapport à $2,61 \text{ g/cm}^3$ pour les gneiss du socle (Innes, 1964), la diminution de la gravimétrie sous les couches sédimentaires de la structure de Carswell ne s'explique pas par la différence de densité entre ces unités. Cette baisse de la gravimétrie pourrait par conséquent refléter une subsidence et un écaillage des roches du socle ou encore la présence d'une zone de brèche en profondeur. Les anomalies gravimétriques négatives concentriques augmentent ensuite progressivement jusqu'à - 46 mGal à l'extérieur de la structure à une distance de 20 kilomètres de la Formation de Carswell. Si les fluctuations de la gravimétrie traduisent les variations de profondeur de la discordance entre le socle et les sédiments, le socle doit subir une remontée progressive vers l'extérieure des limites de la structure de Carswell apparente en surface. La coupe de la figure 5.2 rend bien compte de la symétrie des anomalies gravimétriques de part et d'autre de la remontée centrale. Afin de mieux apprécier les variations de la gravité dans la structure de Carswell, nous avons modélisé en trois dimensions ces anomalies (figure 5.3).



Bouger Gravity (mGal)

| | |
|---|----------------------|
| ■ | -84.0340 to -80.2306 |
| ■ | -80.2306 to -76.4271 |
| ■ | -76.4271 to -72.6236 |
| ■ | -72.6236 to -68.8202 |
| ■ | -68.8202 to -65.0167 |
| ■ | -65.0167 to -61.2133 |
| ■ | -61.2133 to -57.4098 |
| ■ | -57.4098 to -53.6064 |
| ■ | -53.6064 to -49.8029 |
| ■ | -49.8029 to -45.9994 |

Figure 5.1 Carte des anomalies gravimétriques de Bouger de la structure de Carswell (modifiée de Innes, 1964). Les traits continus gras correspondent aux contours géologiques de la structure de Carswell. Les courbes noires correspondent aux contours des anomalies gravimétriques de Bouger et sont espacées de 2 milligals.

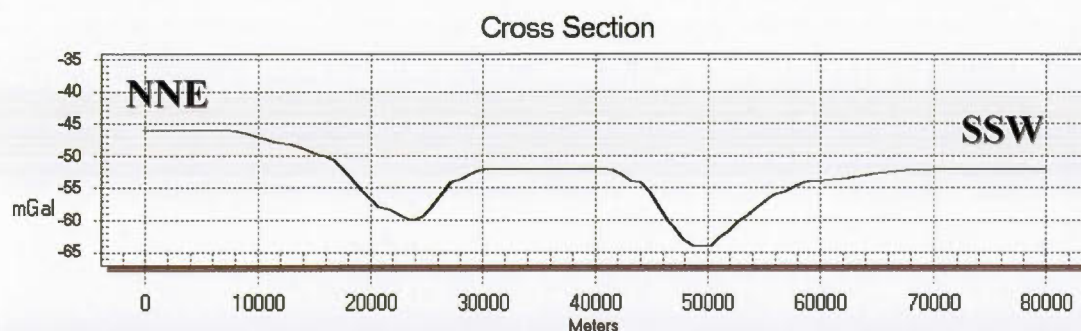


Figure 5.2 Coupe des anomalies gravimétriques de Bouger au travers de la structure de Carswell. Le trait de coupe est visible sur la figure 5.1.

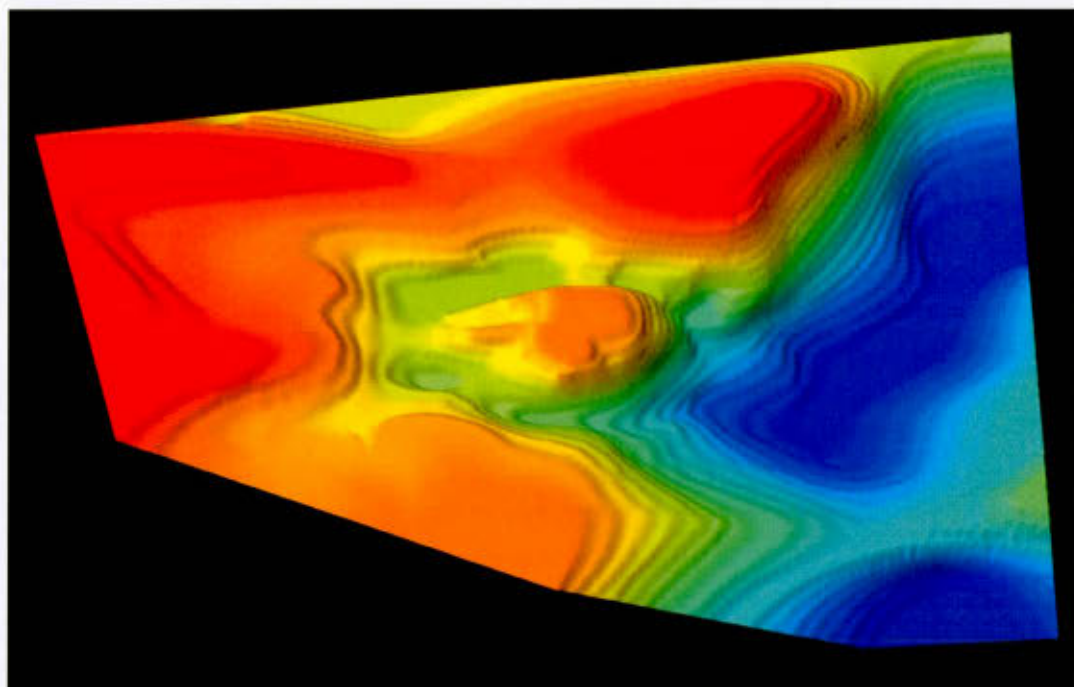
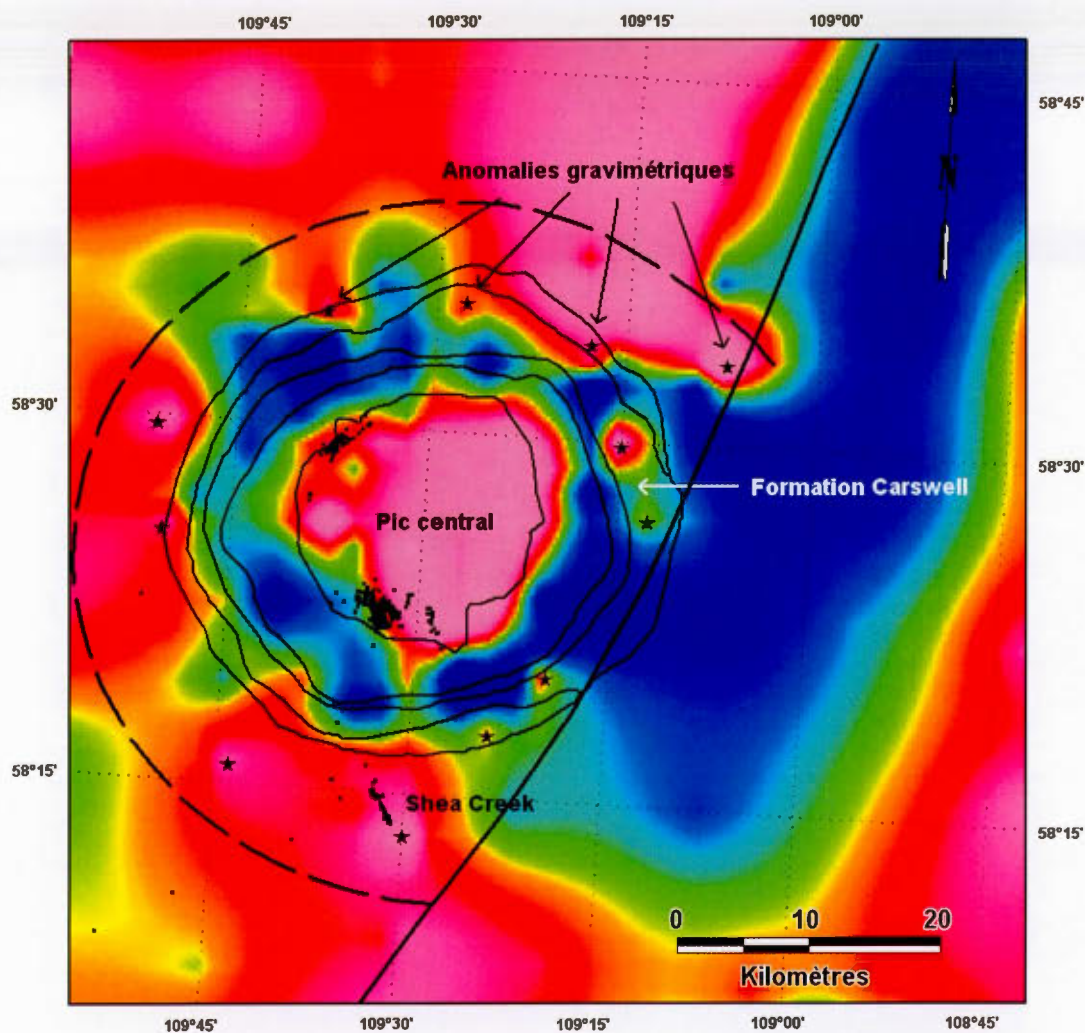


Figure 5.3 Modélisation numérique en 3 dimensions des anomalies gravimétriques circulaires de la structure de Carswell. Cette image a été réalisée avec le logiciel Vertical Mapper et montre la forte anomalie correspondant à la remontée de socle centrale, entourée par un anneau de 60 kilomètres de diamètre qui est recoupé par l'anomalie fortement négative du domaine de Clearwater (en bleu). Les valeurs de gravimétrie correspondant aux couleurs sont indiquées dans la légende de la figure 5.1.

Les anomalies gravimétriques autour de la structure de Carswell montrent une structure circulaire qui s'étendrait jusqu'à un diamètre de 60 kilomètres et qui serait recoupée par une forte anomalie négative d'orientation nord-est sud-ouest, s'abaissant jusqu'à - 84 mGal et correspondant au domaine de Clearwater (figure 5.3). Ce domaine de socle serait un batholite granitique (Card, 2001) qui aurait été un haut topographique lors des premiers stades de la sédimentation du bassin d'Athabasca et qui pourrait correspondre au seuil de Patterson (Yeo *et al.*, 2001, partie 3.6.2). Toutefois, ce domaine de socle correspond à une forte anomalie négative suggérant une zone actuellement de forte subsidence.

La figure 5.4 représente la carte des anomalies gravimétriques de Bouger corrigées de la dérive verticale. Les données de cette carte proviennent de l'atlas géologique de la Saskatchewan. Cette carte détaillée montre comme la figure 5.1 une forte anomalie gravimétrique au centre de l'astroblème entourée par une anomalie négative annulaire. Toutefois, la correction sur la dérive verticale permet d'observer des pics de plus fortes anomalies gravimétriques, douze au total, qui se dispersent sur un anneau centré sur le point d'impact de l'astroblème et de diamètre compris entre 30 kilomètres pour l'anomalie la plus proche du centre de l'astroblème et 50 kilomètres pour la plus éloignée. Sept de ces pics se situent sous l'anneau sédimentaire externe de la structure formé par les dolomies stromatolitiques de la Formation de Carswell. Cinq autres pics sont à l'extérieur de la structure, l'un étant situé dans le district de Shea Creek, 10 kilomètres au sud de l'anneau externe. D'après les données morphologiques et géophysiques sur d'autres astroblèmes tels que celui de la Baie Chesapeake aux États-Unis (85 kilomètres de diamètre), de Popigai en Sibérie (85 kilomètres), de Montagnais en Écosse (45 kilomètres) ou du Ries en Allemagne (24 kilomètres, Poag *et al.*, 2004), ces pics d'anomalies pourraient correspondre à un anneau de pics de socle caché sous la couverture sédimentaire. Dans ces astroblèmes de type complexe, un bassin interne sépare un anneau de pics formés de roches cristallines du pic central. Puis, à l'extérieur de l'anneau de pics, en s'éloignant du centre de la structure, on trouve une zone de mégablocs de socle cristallin séparés par des failles mais restant en place jusqu'à la limite de l'enceinte de l'astroblème. Le patron suggéré par les anomalies gravimétriques pourrait correspondre à cette morphologie de structure d'impact complexe.



Anomalie gravimétrique de Bouguer corrigée de la dérive verticale



Figure 5.4 Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer corrigées de la dérive verticale (d'après Geological Atlas of Saskatchewan - CD-ROM version 6). Les lignes noires correspondent aux contours des formations géologiques de la structure de Carswell. Les étoiles correspondent aux pics d'anomalies concentriques par rapport au centre de la structure. Les points noirs correspondent aux forages utilisés pour modéliser la profondeur de la discordance (figure 5.6).

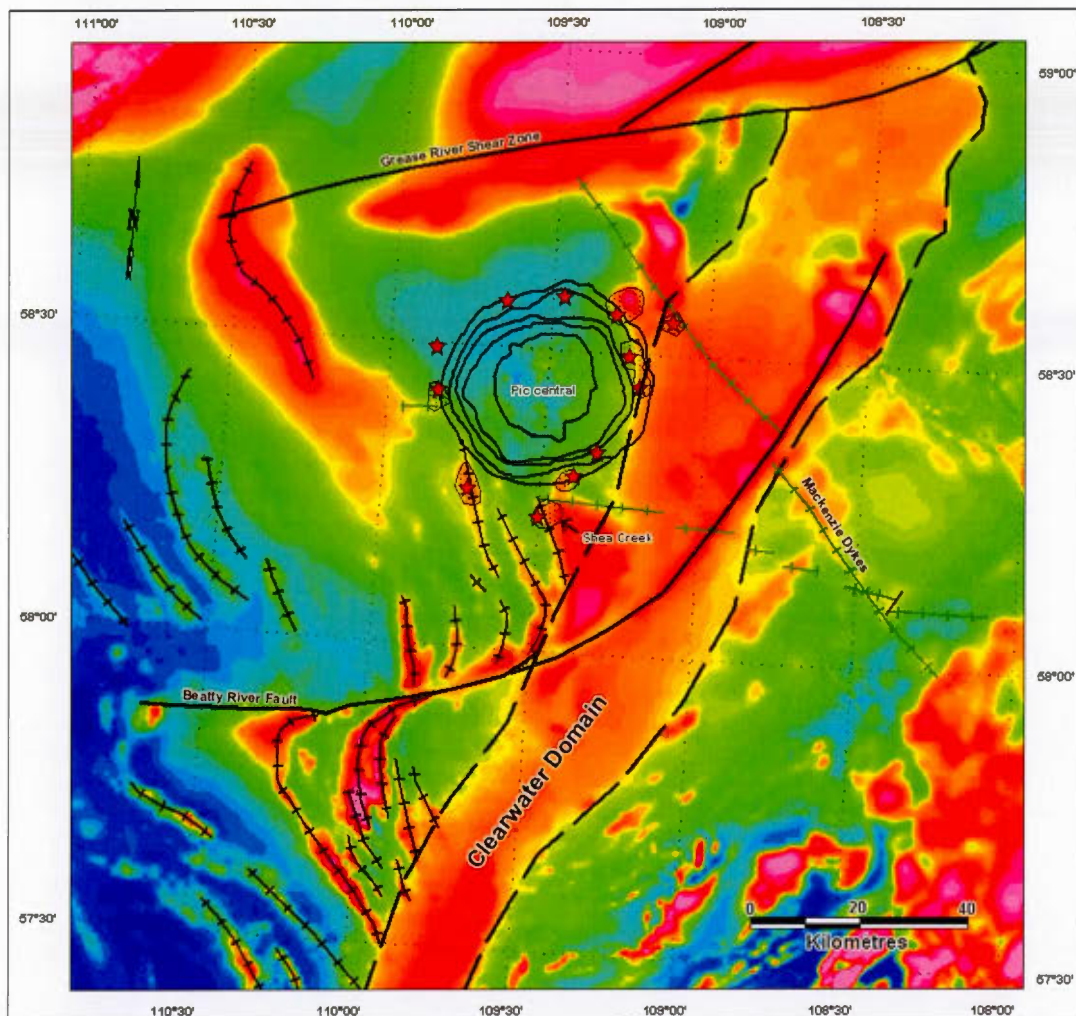
5.3 Signature magnétique

Les données aéromagnétiques de la figure 5.5 proviennent de la couverture nationale effectuée par la Commission Géologique du Canada (CGC/GSC) combinée avec les données aéromagnétiques plus détaillées des différents projets d'exploration géophysique du Groupe AREVA. Ces données ne sont utilisables que pour une étude de la croûte. En effet, l'espacement des stations pour la majorité de la zone survolée sur le bassin d'Athabasca est compris entre 10 et 13 kilomètres. Ainsi, les données magnétiques reflètent l'image du socle sous les sédiments et la couverture sédimentaire ne devrait pas avoir d'influence sur le levé car son épaisseur est trop faible (maximum de 2300 mètres d'après Ramaekers, 1990). Au dessus de la structure et plus particulièrement de la remontée centrale de socle, l'espacement entre les stations était plus restreint, environ de 3 kilomètres. Le « *grid* » des anomalies magnétiques a été réalisé par le Groupe AREVA avec le logiciel GeoSoft et les cellules des cartes du champ magnétique total ont une dimension de 100 mètres par 100 mètres. La carte a été enfin montée avec le logiciel Map Info pour ensuite être interprétée.

La structure de Carswell est visible sur la carte des anomalies magnétiques (figure 5.5). La signature magnétique de la structure de Carswell ne semble pas avoir de patron caractéristique. Seule la remontée centrale de socle à l'intérieur de la structure de Carswell a une signature complexe faite d'anomalies magnétiques disparates légèrement plus fortes que l'anomalie moyenne ambiante. L'astrolème est ceinturé par des failles majeures régionales, les failles de Grease River et de Beatty River ainsi que par le domaine de Clearwater. Les failles sont facilement repérables par les discontinuités magnétiques majeures qui recoupent les zones du socle d'orientation générale nord-est sud-ouest dont fait partie le domaine de Clearwater. La faille de Grease River contrôle la distribution de la Formation de Locker Lake ce qui montre des déplacements tectoniques post-sédimentation du Groupe d'Athabasca (Ramaekers *et al.*, 2001). D'après Card *et al.* (2003), des failles parallèles à la faille de Grease River recoupent la structure de Carswell indiquant des mouvements tectoniques post-impact. La faille de Beatty River passant au sud de la structure de Carswell est une zone de cisaillement importante comme le montre le décalage dans un mouvement dextre des linéaments magnétiques positifs, sub-parallèles entre eux de part et d'autre de la faille. Le domaine de socle de Clearwater correspond à un haut magnétique adjacent à la structure de Carswell du côté est. Cette forte signature magnétique est interprétée comme provenant de la cristallisation de magnétite entre les lithologies du batholite granitique de Clearwater et les xénolithes de gneiss granitique plus anciens qui le composent (Card, 2002). Des linéaments magnétiques positifs reliés à des dykes basiques intrusifs recoupent la série sédimentaire du Groupe d'Athabasca (Card *et al.*, 2003). Ces dykes, plus communément appelés les dykes Mackenzie, suivent des failles de direction générale nord-ouest sud-est au travers du bassin d'Athabasca mais un dyke de direction est ouest passe au sud et à l'ouest de la

structure de Carswell. Ce dyke a été daté par la méthode K-Ar à 949 Ma (Wanless *et al.*, 1979 ; tableau 1.2) et ne semble pas séquent à la structure de Carswell sur la figure 5.5. Cependant, le dyke passe au travers du domaine de Clearwater.

Enfin, les pics d'anomalies gravimétriques observés sur la figure 5.4 ont été reportés sur le levé aéromagnétique de la figure 5.5 afin de noter les recoupements entre les anomalies magnétiques et gravimétriques. Les variations dans le champ magnétique peuvent en effet correspondre soit à des changements lithologiques dans les roches du socle, soit à des variations de profondeur du socle (Card, 2001). Huit des douze pics d'anomalies gravimétriques correspondent avec des linéaments magnétiques positifs reliés soit au domaine de Clearwater ou encore à des axes de direction nord-nord ouest sud-sud est recoupés par la faille de Beatty River. De plus, le pic dans le district de Shea Creek fait partie de ces zones d'anomalies concordantes.



Légende :

- +++ Axe magnétique positif
- +++ Axe magnétique positif relié à l'intrusion d'un dyke
- Limite du haut magnétique de Clearwater
- Discontinuité magnétique associée à une faille majeure régionale
- ★ Pic d'anomalie gravimétrique
- Zone concordante entre un pic d'anomalie gravimétrique et un haut magnétique

Figure 5.5

Carte du champ magnétique total dans l'ouest du bassin d'Athabasca. Les données aéromagnétiques proviennent de la base de données de la Commission Géologique du Canada et du Groupe AREVA.

5.4 Profil de la discordance socle / sédiments

Afin de savoir s'il peut exister une correspondance entre les anomalies gravimétriques et les variations de profondeur du socle, nous avons réalisé une modélisation de la discordance présentée par la figure 5.6 en s'appuyant sur les données de forage. Parmi les 7890 levés géologiques de forage étudiés à partir de la base de données du Groupe AREVA, peu de forages profonds ont été effectués dans les anneaux sédimentaires de l'astroblème. De plus, beaucoup de forages ont été abandonnés car des unités friables, presque non consolidées dans les formations du bassin et surtout dans les unités de base, ont causé beaucoup de problèmes techniques (Ramaekers, 1990). D'autre part, dans la structure de Carswell, la plupart des forages ont été effectué sur la bordure de la remontée de socle centrale, autour de la discordance où les minéralisations uranifères se sont mises en place. Ainsi, sur les 3309 forages atteignant le socle dans le voisinage de la structure de Carswell, 3139 forages ont été réalisés à proximité immédiate de la discordance visible en surface. D'autre part, deux forages profonds ont été réalisés dans les unités sédimentaires de la structure, le forage DGC-1 dans les grès du Sous-Groupe de William River et le forage DGS-4 dans l'anneau de dolomies à proximité de la rivière Douglas qui passe au sud de la structure (localisation des forages sur la carte annexe). Ces deux forages n'atteignent pas le socle mais la profondeur de la discordance a été extrapolée en fonction de la base de la Formation de Lazenby Lake, un horizon repère reconnue dans les levés géologiques de forage fournis par le Groupe AREVA grâce au contraste de granulométrie avec les autres unités (Ramaekers *et al.*, 2001 ; partie 3.6.2). Enfin, 127 forages situés en dehors de la structure dans le district uranifère de Shea Creek (10 kilomètres au sud de l'anneau de dolomies) ainsi que sur les propriétés Douglas River South au sud de la fenêtre de roches cristallines, Erica au sud-ouest et Sylvia Lake à l'ouest ont atteint le socle. Les données de profondeur du socle de chacun des forages sont regroupées sur la figure 5.6 avec la correction de l'altitude pour avoir les profondeurs par rapport au niveau de la mer.

Le profil de la discordance (figure 5.6) est caractérisé par une descente du socle à l'affleurement depuis la remontée centrale jusque sous l'anneau de dolomies de la Formation de Carswell au sud à une profondeur approximative de - 1000 mètres (corrigée de l'altitude). Puis la discordance semble remonter assez rapidement dans le district uranifère de Shea Creek jusqu'à une profondeur d'environ - 350 mètres. La profondeur du socle dans les autres forages à l'extérieur de l'astroblème et en s'éloignant de la structure est d'environ - 420 mètres.

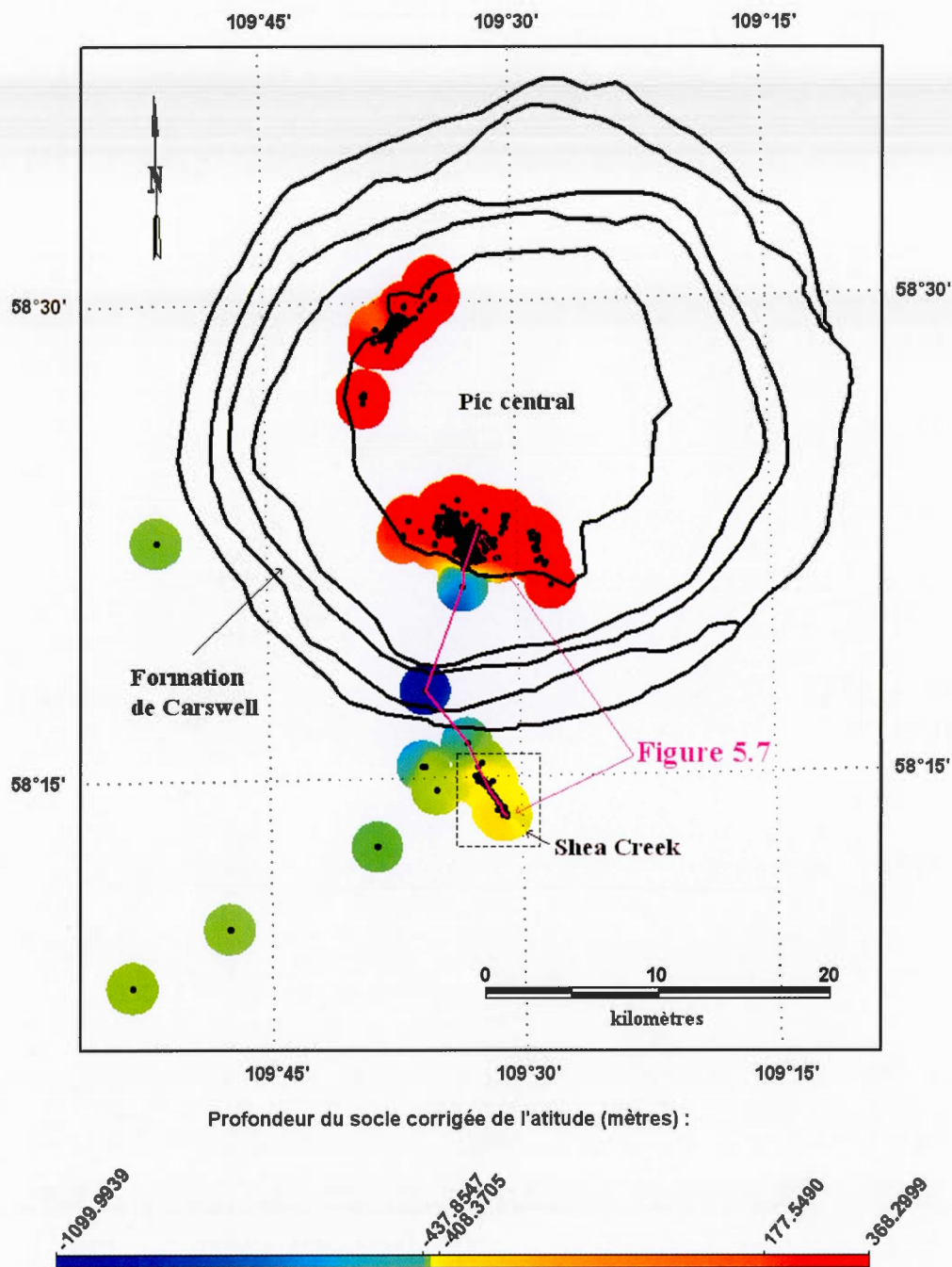


Figure 5.6 Modélisation des variations de profondeur de la discordance. Les lignes noires correspondent aux contours des formations géologiques de la structure de Carswell. Les points noirs correspondent à la localisation des forages utilisés pour l'interpolation avec le logiciel Vertical Mapper. L'aire d'influence pour chaque point est de 1500 mètres. Le trait de coupe situe la section réalisée en figure 5.7.

D'autre part, à partir du modèle numérique du profil (figure 5.6), une coupe nord sud de la discordance entre le district uranifère du lac Cluff au sud de la fenêtre de socle de la structure jusqu'au district de Shea Creek a été réalisée (figure 5.7) afin de rendre mieux compte des variations de profondeur du socle depuis le centre jusqu'à l'extérieur de l'astroblème. Notons que le profil de la discordance entre les forages les plus distants est extrapolé en raison du manque de données et que la forme du profil doit être plus inégale dans la réalité que sur le modèle où elle est montrée rectiligne. Néanmoins, la coupe n'est montrée avec aucune exagération verticale et l'on remarque que la discordance s'enfonce sous les sédiments avec une pente relativement faible par rapport à la coupe précédemment réalisée par Baudemont et Fredorovich (1996, figure 1.8). Ainsi, en s'appuyant sur cette coupe sans exagération verticale, le socle plonge avec une pente relativement modérée sous les anneaux sédimentaires. Le diamètre de la remontée de socle à la base de l'inflexion est d'environ 21 kilomètres et la hauteur de la remontée est de 1500 mètres (figure 5.7 : D_{cu} et h_{cu}). Puis, le socle remonte vers le pic d'anomalie gravimétrique de Shea Creek. Les autres pics d'anomalies gravimétriques pourraient donc correspondre à des remontées de socle sous les sédiments et l'anneau d'anomalie gravimétrique négative entre la remontée centrale et l'anneau de pics serait un bassin subsident. Toutefois, la localisation des autres forages ne nous permet pas de vérifier plus avant cette morphologie.

5.5 Conclusion

Les anomalies gravimétriques de la structure de Carswell sont caractéristiques de la signature géophysique des astroblèmes complexes. Les anomalies gravimétriques de Bouger semblent définir une structure circulaire dont le diamètre serait de 60 kilomètres. De plus, en comparant le patron des anomalies gravimétriques de Bouger corrigées de la dérive verticale avec la morphologie d'autres structures d'impact, notamment celle de la Baie de Chesapeake (États-Unis ; *Poag et al.*, 2004), la morphologie de la structure de Carswell semble comprendre un bassin interne et un anneau de pics subsidiaires entourant la remontée de socle centrale. Ces observations sont d'une importance considérable puisque 1) le rayon d'influence de l'impact de Carswell est plus grand que la structure circulaire de 39 kilomètres de diamètre visible en surface, 2) les structures profondes potentielles cachées sous la couverture sédimentaire du Groupe d'Athabasca remettent en question l'âge de l'astroblème estimé à l'Ordovicien, 3) qu'elles permettent d'évaluer le rayon de la structure de Carswell d'après les modèles de dimensionnement établis par l'observation d'autres astroblèmes (chapitre VI) et 4) les pics d'anomalies gravimétriques, associées peut-être à des pics de socle subsidiaires, sont d'excellentes cibles pour l'exploration de l'uranium car ils pourraient amener des minéralisations uranifères à une profondeur d'exploitation appréciable.

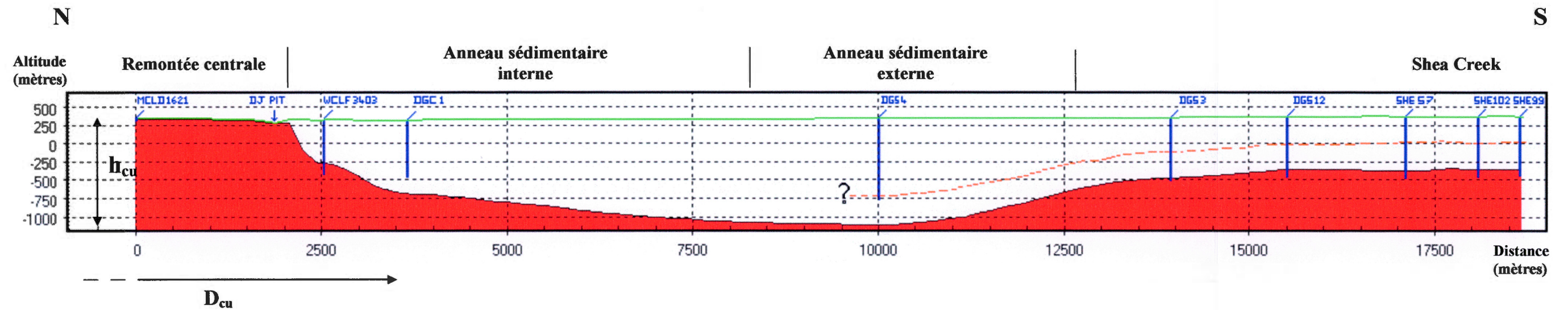


Figure 5.7 Profil schématique de la discordance depuis le sud du pic central de la structure de Carswell jusqu'au district de Shea Creek (localisation du trait de coupe sur la figure 5.6). Le rapport échelle verticale / échelle horizontale est égal à 1. Les forages MCLD 1621, WCLF 3403, DGC 1, DGS 4, DGS 3, DGS 12, SHE 57, SHE 102 et SHE 99 ainsi que la localisation de la carrière Domonique-Janine (DJ Pit) ont été reportés. Le trait noir représente les variations de profondeur de la discordance et le trait continu vert correspond à la topographie de surface d'après l'altitude donnée de chaque point de forage. Le trait hachuré orange correspond au toit de la Formation Lazenby Lake. D_{cu} représente le diamètre mesuré à la base de la remontée centrale (21 kilomètres) et h_{cu} la hauteur de la remontée de socle (1500 mètres). La coupe a été réalisée à l'aide du logiciel Vertical Mapper.

CHAPITRE VI

MODÈLES DE DIMENSIONNEMENT DES STRUCTURES D'IMPACT ET MORPHOLOGIE DE LA STRUCTURE DE CARSWELL

La recherche suivante sur la dimension des structures d'impact a été initiée par Omégalpha (Zellagui, 2004) et vise à confronter la morphologie de la structure de Carswell aux modèles de dimensionnement établis par la communauté scientifique en impactologie (Pike, 1985 ; Melosh, 1989 ; Rondot, 1995 ; Grieve, 1998). En effet, la simulation d'impact en laboratoire et l'observation de plusieurs astroblèmes terrestres et extraterrestres ont permis d'établir des relations morphométriques entre les différentes parties structurales et zones de métamorphisme de choc dans les astroblèmes. Ces relations sont relativement immuables pour toutes les structures et sont considérées actuellement comme des modèles empiriques. Nous utilisons les dimensions des différentes parties de la structure de Carswell estimées dans les chapitres précédents – limite minimale de l'observation des impactites (chapitre III), limite maximale de développement des PDFs et des shatter cones (chapitre IV), hauteur de la remontée centrale (chapitre V), diamètre de la remontée de socle (chapitre V), diamètre de l'anneau d'anomalies gravimétriques pouvant correspondre à un anneau de pics (chapitre V) – afin d'évaluer les dimensions avant érosion de la structure de Carswell et d'estimer son rayon d'influence potentiel sur la géologie environnante.

6.1 Modèles de dimensionnement des structures d'impact complexes

La connaissance de la morphologie et de la morphométrie des astroblèmes a été considérablement accrue depuis ces vingt dernières années grâce à l'observation des astroblèmes terrestres et extraterrestres (Pike, 1974 ; Pike, 1977 ; Alexopoulos et McKinnon, 1994 ; Cintala et Grieve, 1994 ; Spudis, 1994 ; Rondot, 1995). De plus, des simulations d'impact en laboratoire, pour la plupart réalisées dans le cadre d'activités de recherche conduites pour la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), ont permis de comprendre la mécanique et les processus physiques qui

influencent la forme des astroblèmes, la taille, la densité, la vitesse d'arrivée du projectile et la nature du milieu impacté étant les facteurs les plus importants (Pike, 1985 ; Melosh, 1989 ; Cintala et Grieve, 1994). Bien que l'accélération de la pesanteur influence les paramètres d'arrivée de la météorite, le processus de cratérisation reste identique d'un astre à l'autre ; en conséquence, les rapports établis entre les éléments structuraux des astroblèmes de différentes planètes restent sensiblement les mêmes (Melosh, 1989 ; Grieve et Pesonen, 1992 ; Cintala et Grieve, 1994, Rondot, 1995, Schenk, 2002). Ainsi, les multiples données amenées par les observations de cas réels et l'approche expérimentale ont permis d'établir des modèles théoriques sur les dimensions des structures d'impact dont les astroblèmes complexes (Pike, 1985 ; Melosh, 1989 ; Rondot, 1995 ; Grieve, 1998). Ces modèles permettent de prédire les effets structuraux d'un impact en fonction de ses dimensions et inversement. Tous ces modèles s'appuient sur le même principe de base : plus la taille de l'astroblème augmente, et plus sa morphologie se complexifie tout en gardant des dimensions structurales proportionnelles.

Les dimensions des structures d'impact complexes sont définies suivant les paramètres suivant : diamètre final de la structure après la phase de modification, diamètre et hauteur du pic central, diamètre de la remontée centrale, profondeur apparente de la dépression et profondeur réelle sans la couche d'impactite, diamètre du graben annulaire et élévation stratigraphique. Chacun de ces paramètres peut être déduit par calcul, indépendamment de la pesanteur, d'après les relations établies par Pike (1985), Melosh (1989), Rondot (1995) et Grieve (1998).

6.1.1 Modèle de Pike (1985)

Le modèle de Pike (1985) est basé sur l'observation de 33 structures d'impact météoritique qu'il différencie en fonction de la présence d'un pic central unique, de la présence d'un pic central et d'un ou plusieurs anneaux concentriques, ou encore de la présence d'anneaux sans pic. La présence d'un pic central est caractérisée selon l'auteur par une différence de topographie. Pour les 25 structures d'impact avec un pic central différencié (tableau 6.1), le rapport obtenu entre le diamètre du pic central D_p et le diamètre de la structure D varie selon une loi logarithmique (figure 6.1). Cela signifie qu'à partir d'une valeur seuil de D d'environ 25 kilomètres, D_p n'augmentera que très peu. Il établit ainsi deux relations mathématiques qui sont les suivantes :

$$D_p = 0.199 D^{1.058 \pm 0.207} \text{ si } 3.7 \leq D \leq 25$$

$$D_p = 0.96 D^{0.47 \pm 0.23} \text{ si } 21 \leq D \leq 100 \text{ et si présence d'un anneau interne}$$

En outre, cette relation inclut une erreur sur la valeur de l'exposant pour la mesure des diamètres et l'on remarque que plus la structure d'impact est grande et plus l'incertitude est importante (figure 6.1).

Tableau 6.1 Mesures morphométriques effectuées par Pike (1985) sur 25 structures d'impact complexes terrestres

| Nom de la structure d'impact (localisation) | D (en km) | Erreur sur la mesure de D (en km) | D _p (en km) | Erreur sur la mesure de D _p (en km) |
|--|-----------|-----------------------------------|------------------------|--|
| Steinheim (Allemagne) | 3,7 | ± 0,3 | 0,74 | ± 0,1 |
| Flynn Creek (Tennessee, États-Unis) | 3,8 | ± 0,1 | 0,9 | ± 0,1 |
| Ilyinets (Ukraine) | 4,5 | ± 0,5 | 0,9 | ± 0,3 |
| Decaturville (Missouri, États-Unis) | 6 | ± 0,5 | 1,5 | ± 0,5 |
| Karla (Russie) | 10 | ± 2 | 1 | ± 0,5 |
| Deep Bay (Saskatchewan, Canada) | 10 | ± 1 | 2 | ± 0,5 |
| Red Wing Creek (Dakota du Nord, États-Unis) | 11,5 | ± 2 | 4,5 | ± 0,5 |
| Nicholson Lake (Territoires du Nord-Ouest, Canada) | 12 | ± 0,5 | 2,5 | ± 0,5 |
| Sierra Madera (Texas, États-Unis) | 13 | ± 1 | 4 | ± 1 |
| Kentland (Indiana, États-Unis) | 13 | ± 0,5 | 3 | ± 0,5 |
| Obolon (Ukraine) | 15 | ± 1 | 3,5 | ± 0,5 |
| Cangalha (Brésil) | 15 | ± 0,7 | 4,5 | ± 0,4 |
| Lac Couture (Québec, Canada) | 16 | ± 2 | 3,5 | ± 1 |
| Houghton (Nunavut, Canada) | 21 | ± 1 | 3,5 | ± 1 |
| Clearwater East (Québec, Canada) | 22 | ± 1 | 4 | ± 1 |
| Gosses Bluff (Australie) | 22 | ± 0,5 | 4,5 | ± 0,2 |
| Mistastin Lake (Labrador-Terre Neuve, Canada) | 23 | ± 2 | 3,5 | ± 1 |
| Lake Saint Martin (Manitoba, Canada) | 23 | ± 1 | 4 | ± 1 |
| Steen River (Alberta, Canada) | 23 | ± 3 | 7 | ± 1 |
| Boltyshka (Ukraine) | 25 | ± 2,5 | 6 | ± 1 |
| Clearwater West (Québec, Canada) | 32 | ± 1 | 5,5 | ± 1 |
| Charlevoix (Québec, Canada) | 55 | ± 5 | 7 | ± 2 |
| Kara (Russie) | 60 | ± 3 | 10 | ± 1 |
| Puchezh-Katunki (Russie) | 80 | ± 5 | 7 | ± 1 |
| Manicouagan (Québec, Canada) | 100 | ± 3 | 8 | ± 3 |

Note : D correspond au diamètre de la structure et D_p au diamètre du pic central. Le tableau comprend aussi l'erreur relative sur chacune des mesures effectuées par rapport à la topographie.

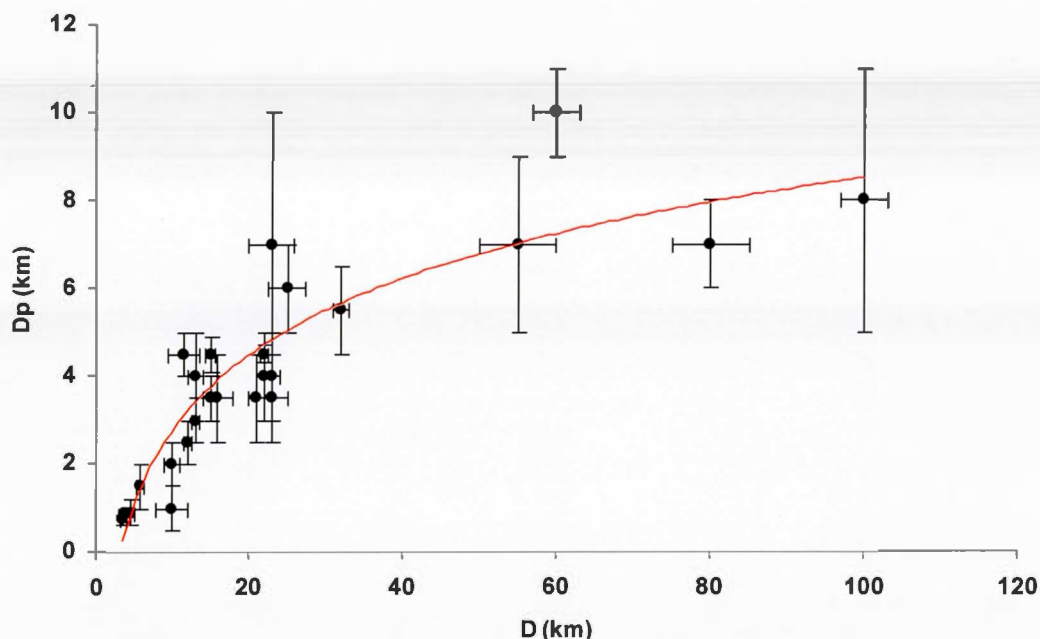


Figure 6.1 Relation entre le diamètre du pic central D_p en fonction du diamètre D de structures d'impact complexes. Les 25 mesures effectuées par Pike (1985) sur des structures d'impact terrestres à pic central différencié sont représentées avec leur marge d'erreur et les données du graphique sont présentées dans le tableau 6.1. La courbe rouge représente la courbe de tendance logarithmique la plus proche du modèle.

6.1.2 Modèle de Melosh (1989)

Selon le modèle de Melosh (1989), la relation entre le diamètre du pic central D_{cp} et le diamètre de la structure D diffère aussi selon la morphologie de la remontée centrale. Ainsi, à partir d'un diamètre D égal ou supérieur à 140 kilomètres, le pic central se transforme en un anneau de pics de diamètre D_{pr} (figure 2.8) et la relation mathématique qui les relie diffère :

$$D_{cp} = 0.22 D \text{ si } 20 < D < 140$$

$$D_{pr} = 0.50 D \text{ si } 140 < D < 450$$

En reprenant les données des astroblèmes terrestres de Pike (1985) ainsi que les dimensions d'astroblèmes extraterrestres sur la Lune, Mars, ou Mercure, Melosh (1989) arrive à une relation linéaire entre le diamètre de l'anneau de pics D_{pr} et le diamètre finale de la structure d'impact D (figure 6.2) en considérant une structure sans pic central et avec un anneau de pic.

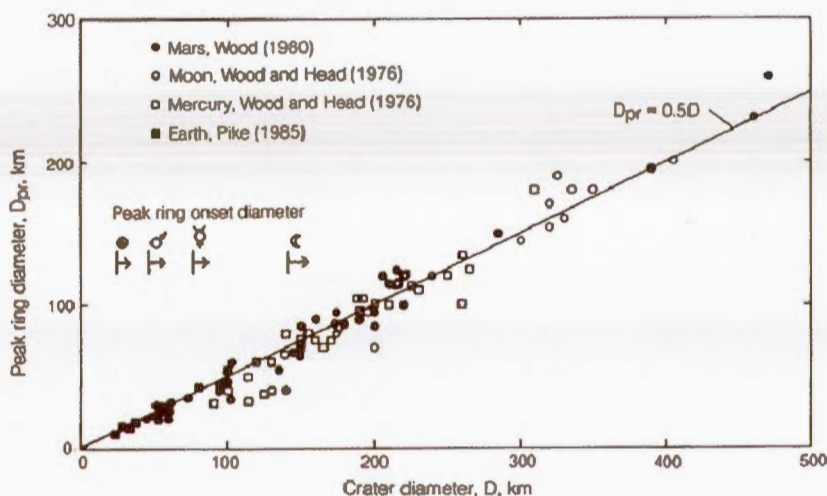


Figure 6.2 Relation entre le diamètre de l'anneau de pics interne D_{pr} en fonction du diamètre total D de plusieurs structures d'impact météoritiques (Melosh, 1989). Les données utilisées pour établir la relation sont celles observées sur la Lune (Wood et Head, 1976), Mars (Wood, 1980), Mercure (Wood et Head, 1976) et la Terre (Pike, 1985).

Les équations qui relient les autres paramètres des astroblèmes sont les suivant (figure 6.3) :

$$H = 0.196 D^{1.01} \text{ si } D < 11$$

$$H = 1.044 D^{0.301} \text{ si } 11 < D < 400$$

$$D_f = 0.19 D^{1.25} \text{ si } 20 < D < 140$$

$$h_{cp} = 0.0006 D^{1.27} \text{ si } 15 < D < 80$$

$$h_{cp} = 3 \text{ si } 80 < D < 200$$

$$h_r = 0.036 D^{1.014} \text{ si } D < 21$$

$$h_r = 0.236 D^{0.399} \text{ si } 21 < D < 400$$

$$WT = 0.92 D^{0.67} \text{ si } 15 < D < 350$$

$$h_{SU} = 0.06 D^{1.1}$$

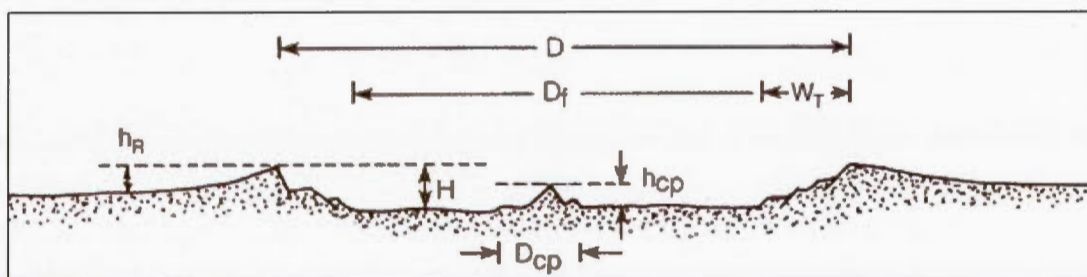


Figure 6.3 Coupe schématique d'une structure d'impact complexe (Melosh, 1989). Les paramètres sont les suivants : D = diamètre total de la structure ; D_f = diamètre de la terrasse intérieure ; W_T = largeur des terrasses ; D_{cp} = diamètre du pic central ; H = profondeur de la cavité ; h_{cp} = hauteur du pic central ; h_r = hauteur de la bordure.

6.1.3 Modèle de Rondot (1995)

Le modèle de Rondot s'appuie sur les observations des astroblèmes terrestres complexes de Charlevoix (Québec, Canada), du Ries (Allemagne), de Rochechouart (France) et de Manicouagan (Québec, Canada). Ce modèle distingue le pic central, caractérisé par un pic topographique, de la remontée centrale, un haut plateau situé autour du pic central et limité par le graben annulaire (figure 6.4). Le diamètre du cratère originel D_{oc} , soit le diamètre du cratère transitoire à la fin du processus d'excavation (partie 2.1), conditionne la taille de la structure finale après les réajustements qui ont lieu lors de la phase de modification : plus le cratère transitoire sera grand et plus la structure finale sera d'un diamètre important. Les relations établies par Rondot (1995) sont les suivantes :

$$D_{cp} = 0.15 D$$

$$D_{cu} = 0.32 D$$

$$D_{oc} = 0.50 D$$

$$D_{rg} = 0.64 D \pm 13 \%$$

$$SU = 0.1 D$$

$$Im = 0.0057 D$$

$$V = 0.0076 D^3$$

$$hcp = 0.015 D$$

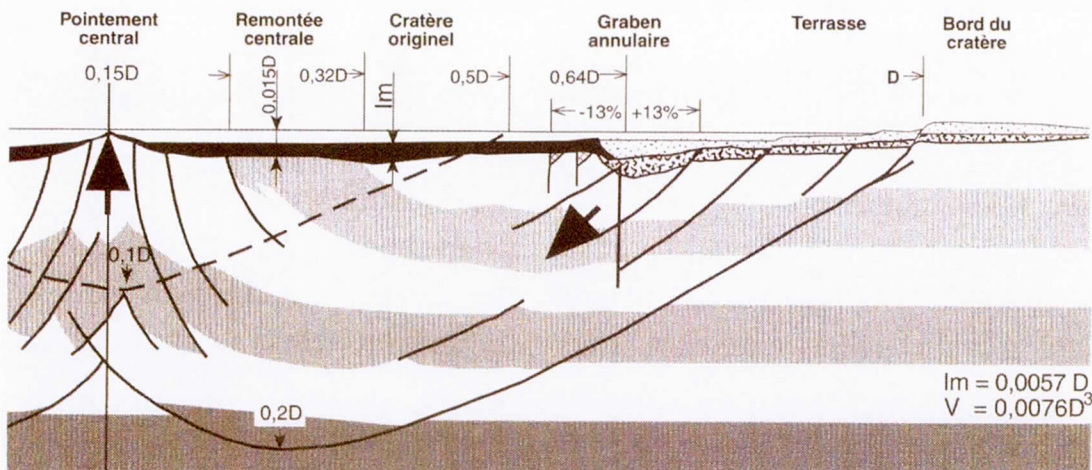


Figure 6.4 Coupe schématique d'une structure complexe d'après Rondot (1994) avec D : diamètre de la structure finale ; D_{cp} : diamètre du pointement central ; hcp : hauteur du pointement central ; D_{cu} : diamètre de la remontée centrale ; D_{oc} : diamètre du cratère originel ; D_{rg} : diamètre du graben annulaire ; SU : élévation stratigraphique ; Im : épaisseur d'impactite ; V = volume d'impactite.

6.1.4 Modèle de Grieve (1998)

Le modèle de Grieve (1998), comme celui de Rondot (1995), se base sur la morphologie d'une structure complexe avec un pic central et une remontée centrale. Selon le modèle de Grieve (1998), la relation mathématique qui relie le diamètre D_{cp} du pic central au diamètre D d'une structure complexe est la suivante (figure 6.5) : $D_{cp} = 0.31 D^{1.02}$. Ce modèle est le plus cité dans la littérature.

Les relations des dimensions verticales des astroblèmes complexes d'après ce modèle sont les suivantes :

$d_a = 0.12 D^{0.30}$ si la roche cible est sédimentaire

$d_a = 0.15 D^{0.43}$ si la roche cible est cristalline

$SU = 0.086 D^{1.03}$

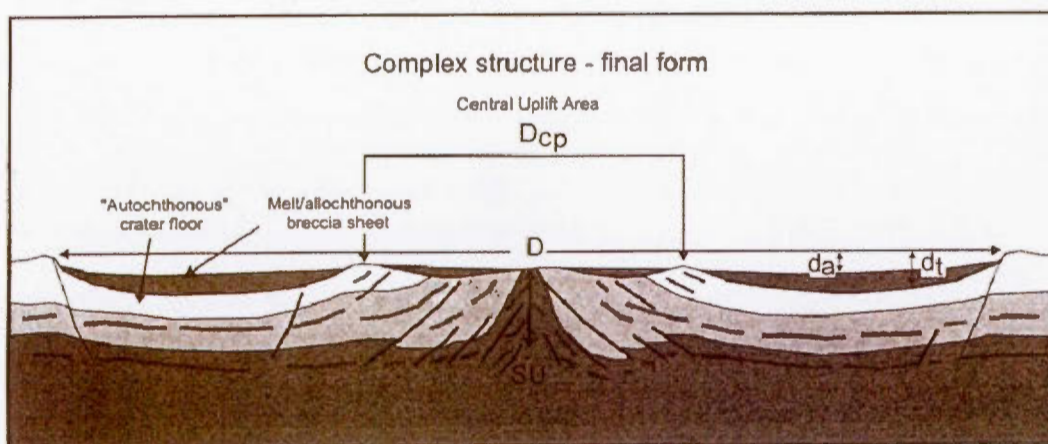


Figure 6.5 Coupe schématique d'une structure d'impact complexe (Grieve, 1998). Les paramètres sont les suivants : D = diamètre total de la structure ; D_{cp} = diamètre du pic central ; SU = élévation stratigraphique ; d_a = profondeur apparente de la cuvette ; d_t = profondeur réelle de la cavité, soit d_a soustrait de l'épaisseur de brèches d'impact.

6.1.5 Limites aux modèles de dimensionnement

Les relations entre les différentes dimensions des éléments structuraux d'un astroblème complexe semblent régies par la forme de la remontée centrale : la présence ou non d'un pic central bien différencié et d'un anneau de pics. De plus, il est possible d'estimer le diamètre d'une structure d'impact météoritique si l'on connaît certaines des dimensions de l'astroblème (diamètre du pic central, hauteur de la remontée stratigraphique, diamètre du cratère transitoire, limite d'observation des indices de métamorphisme de choc, etc.) d'après les relations qui les unissent.

Cependant, les quatre modèles de dimensionnement précédemment cités (Pike, 1985 ; Melosh, 1989 ; Rondot, 1995 ; Grieve, 1998) sont difficilement applicables pour des structures d'impact fortement érodées. En effet, pour les astroblèmes érodés, il faut prendre en compte le niveau d'érosion de la structure qui affecte les dimensions initiales après la collision : l'érosion diminue le diamètre final de la structure et la hauteur de la remontée stratigraphique et augmente le diamètre du pic central ne laissant observer en surface que des dimensions apparentes (figure 6.6). Toutefois, il est possible de retrouver le diamètre final de la structure d'impact d'après les dimensions qui ne sont pas influencées par l'érosion comme le diamètre de la remontée centrale D_{cu} (différent du diamètre du pic central D_{cp} , Turtle *et al.*, 2005 ; figure 6.6).

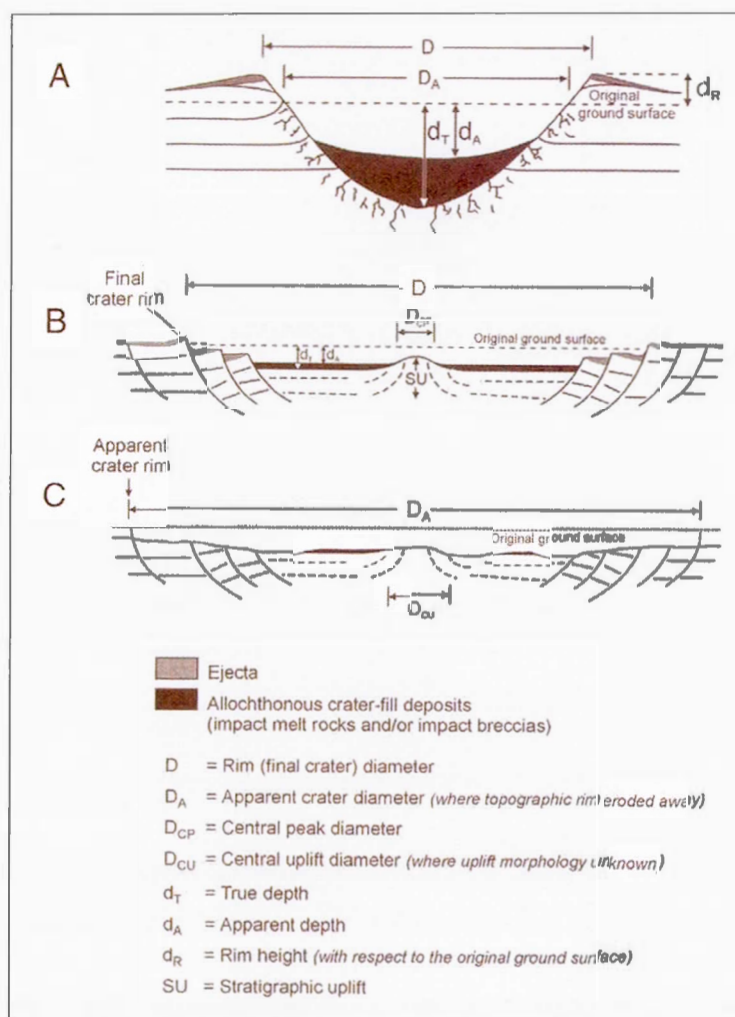


Figure 6.6 Terminologie des dimensions des structures d'impact (Turtle *et al.*, 2005). A – pour une structure d'impact de type simple, B – pour une structure de type complexe et C – pour une structure de type complexe érodée.

6.2 Application des modèles de dimensionnement à la structure de Carswell

Les modèles de dimensionnement seront appliqués à la structure de Carswell selon les observations de surface – diamètre du synclinal annulaire formé par l’anneau de la Formation de Carswell et répartition du métamorphisme de choc – et les observations des structures profondes amenées par la géophysique et les données de forages (chapitre V) – diamètre et hauteur de la remontée centrale et diamètre de l’anneau de pics.

Les observations morphométriques de la structure de Carswell en surface sont assez restreintes comme le montre la topographie sur la figure 6.7. En effet, la structure montre un anneau de petits pics topographiques correspondant à la falaise discontinue de dolomies de la Formation de Carswell haute d’environ 50 mètres. Cependant, il n’y a pas de pic central topographique comme l’on trouve généralement dans la plupart des structures complexes et le diamètre de la fenêtre de socle à l’affleurement ne peut être utilisée pour les calculs des dimensions.

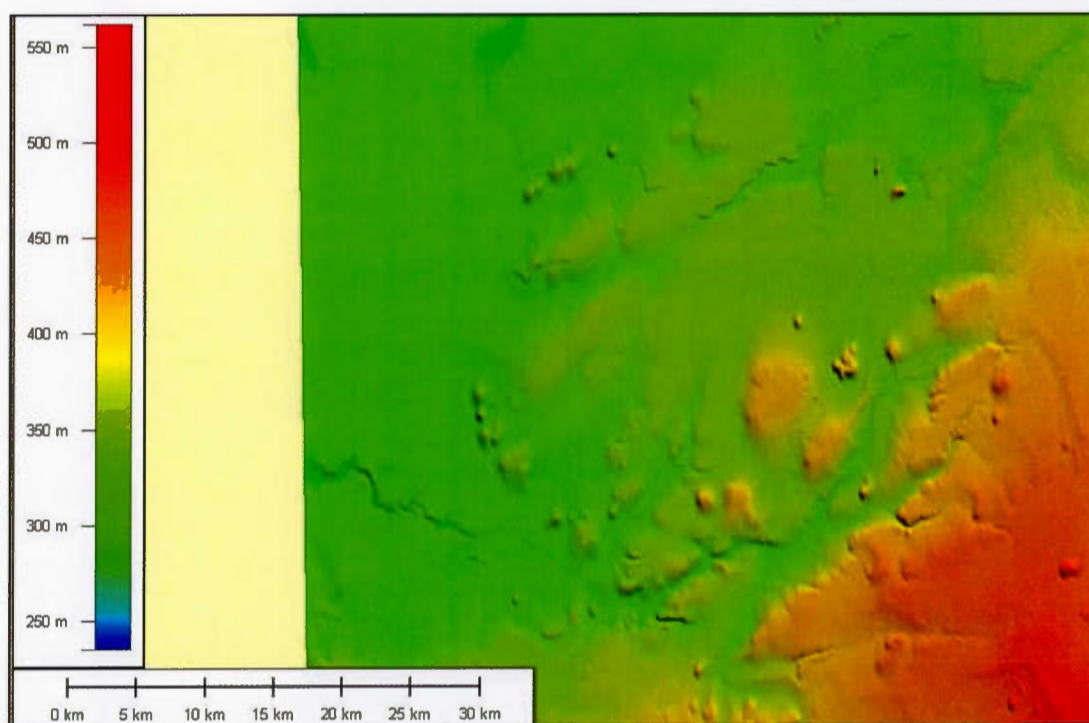


Figure 6.7

Modèle d’élévation digital (DEM) de la structure de Carswell. Cette image en 3 dimensions de la topographie a été réalisée avec le logiciel Global Mapper d’après les données de Géobase (www.geobase.ca).

Néanmoins, si l'on considère le modèle de formation de Harper (1983, partie 3.2) exact, l'anneau de la Formation de Carswell appartenant à la structure post-Athabasca est considéré comme le centre du graben annulaire de l'astrolème et le diamètre du graben D_{rg} correspond au diamètre de l'anneau de dolomies, soit en prenant son centre 34 kilomètres de diamètre. D'après le modèle de Rondot (1995), le diamètre de la structure finale correspondant devrait être de 53,13 kilomètres ($D_{rg} / 0,64$).

D'autre part, les indices de métamorphisme de choc tels que les PDFs et les *shatter cones* se disposent suivant des domaines concentriques dont la distance radiale par rapport au centre de la structure est proportionnelle au diamètre du cratère transitoire (Dence, 1972 ; Robertson et Grieve, 1977). Les figures de déformation planaires dans les grains de quartz de la structure de Carswell sont observées jusque dans le conglomérat de base du sondage CAR-201 sur la discordance socle / sédiments au nord de la remontée centrale (partie 4.2), soit jusqu'à une distance maximale de 10 kilomètres depuis le centre de la structure. Cette limite d'observation des PDFs correspond à environ 0,6 à 0,7 fois la taille du diamètre du cratère transitoire (Dence, 1972 ; Robertson et Grieve, 1977). Cette observation nous amène à un diamètre minimal de cratère transitoire compris entre 28,6 et 33,3 kilomètres pour le niveau d'érosion actuel (tableau 6.2). De plus, la distance limite d'observation des *shatter cones* correspond à l'enceinte de la cavité transitoire (Robertson et Grieve, 1977 ; Stöffler *et al.*, 1988). Dans le cas de Carswell, comme la présence de *shatter cones* n'a été vérifiée que dans les roches du socle, cette distance correspond au rayon de la fenêtre de socle centrale, soit un maximum de 9 kilomètres depuis le centre de la structure. Ceci suggère que le diamètre minimal du cratère transitoire au niveau d'érosion actuel est d'environ 18 kilomètres. Si l'on considère que la coupe du cratère transitoire a une forme parabolique dans le cas idéal suggéré par Melosh (1989), le diamètre du cratère transitoire D_{ct} corrigé de l'érosion peut être calculé par une simple formule mathématique dont le calcul est détaillé dans la figure 6.8. En prenant un niveau d'érosion de 500 mètres (Pagel, 1975), la répartition des indices de métamorphisme de choc contraint la taille du cratère transitoire entre 20 et 35,3 kilomètres de diamètre. Le tableau 6.3 présente les résultats des calculs du diamètre final de la structure de Carswell pour ces valeurs de cratère transitoire selon les relations établies par Grieve *et al.* (1981) ainsi que Rondot (1995). Ce tableau présente aussi les résultats obtenus à partir des formules de Croft (1985) et Lakomy (1990) utilisées dans la littérature pour évaluer le diamètre final de la structure de Vredefort (Therriault *et al.*, 1997). Si l'impact est post-Athabasca, l'astrolème devrait donc avoir une taille d'origine comprise entre 26,6 et 70,6 kilomètres. Le diamètre estimé par le diamètre de l'anneau de dolomies rentre dans cet intervalle.

Tableau 6.2 Estimation du diamètre du cratère transitoire (D_{ct}) de la structure de Carswell si l'astroblème est post-Athabasca et le niveau d'érosion de l'astroblème est de 500 mètres (Pagel, 1975).

| Observation | Distance radiale (km) | Relation | Référence | D_{ct} estimé au niveau d'érosion actuel (km) | D_{ct} corrigé de l'érosion (km) |
|----------------------|-----------------------|--|---|---|------------------------------------|
| PDFs | ~ 10 | $D_{PDFs} = 0,6 \text{ à } 0,7 D_{ct}$ | Dence (1972) Robertson et Grieve (1977) | 28,6 à 33,3 | 30,6 à 35,3 |
| <i>Shatter cones</i> | ~ 9 | $D_{shatter\ cones} < D_{ct}$ | Robertson et Grieve (1977) Stöffler <i>et al.</i> (1988) | > 18 | > 20 |

Cratère transitoire théorique

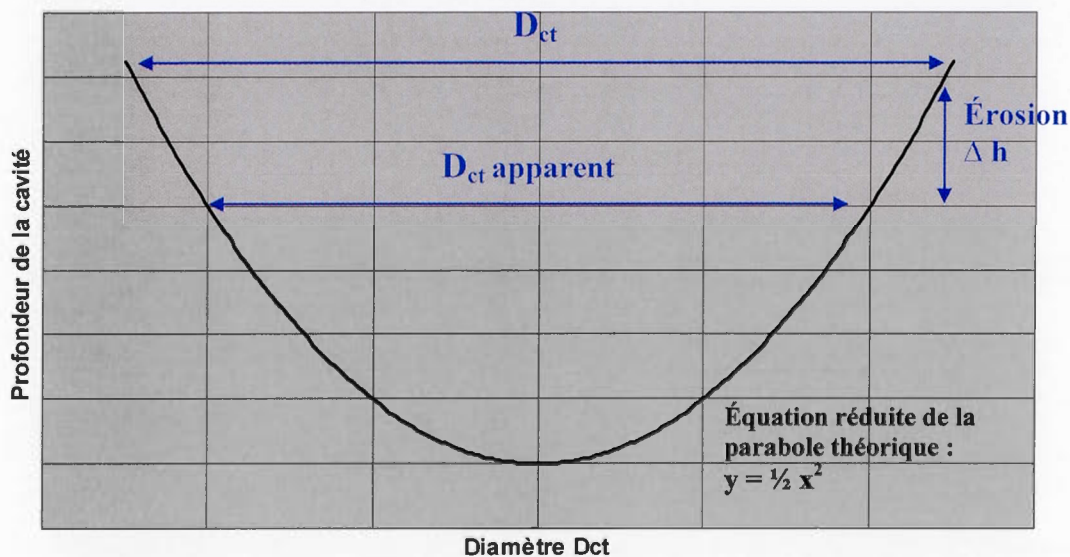


Figure 6.8 Coupe du cratère transitoire, dont la forme théorique est une parabole (d'après Melosh, 1989). L'équation réduite de la parabole pour D_{ct} le diamètre et h la profondeur du cratère transitoire est la suivante : $h = \frac{1}{2} (D_{ct}/2)^2$. Si la structure est érodée et que le niveau d'érosion Δh de la structure est connu ainsi que le diamètre apparent du cratère transitoire au niveau d'érosion actuel, alors le diamètre du cratère transitoire initial peut être déterminé comme suivant :

$$\begin{aligned} \Delta h &= \frac{1}{2} (D_{ct}/2)^2 - \frac{1}{2} (D_{ct\text{ apparent}}/2)^2 \\ \Delta h &= D_{ct}^2 / 8 - D_{ct\text{ apparent}}^2 / 8 \\ D_{ct}^2 &= 8 \Delta h + D_{ct\text{ apparent}}^2 \\ D_{ct} &= \sqrt{8 \Delta h + D_{ct\text{ apparent}}^2} \end{aligned}$$

Tableau 6.3 Évaluation du diamètre d'origine (D) de la structure de Carswell en fonction du diamètre du cratère transitoire (D_{ct}) si l'astroblème est post-Athabasca.

| Relation D vs D_{ct} | Référence | D estimé (km) |
|--------------------------|-----------------------------|---------------|
| $D_{ct} = 0,5-0,65 D$ | Grieve <i>et al.</i> (1981) | 30,8 - 70,6 |
| $D_{ct} = 1,23 D^{0,85}$ | Croft (1985) | 26,6 - 51,9 |
| $D_{ct} = 0,57 D$ | Lakomy (1990) | 35,1 - 61,9 |
| $D_{ct} = 0,5 D$ | Rondot (1995) | 40 - 70,6 |

En utilisant maintenant les données morphométriques profondes de la structure de Carswell, le diamètre original de la structure de Carswell estimé est plus grand que l'intervalle donné par les valeurs de surface. En effet, d'après le profil de la discordance évalué par les données de profondeur du socle dans les forages (chapitre V ; figure 5.7), le diamètre de la remontée centrale D_{cu} serait de 21 kilomètres pour une hauteur au niveau d'érosion actuel de 1,5 kilomètres. Le diamètre de la remontée centrale correspond au diamètre à partir duquel les roches de socle ont subies une remontée stratigraphique et l'inflexion du socle au centre de la structure sous la couverture sédimentaire commence à partir de 21 kilomètres de diamètre. Le diamètre de la structure de Carswell en fonction du diamètre de la remontée centrale serait compris entre 62,4 et 95,5 kilomètres (tableau 6.4).

Tableau 6.4 Évaluation du diamètre (D) de la structure de Carswell en fonction du diamètre de la remontée centrale (D_{cu}).

| Relation D vs $D_{anneau\ de\ pics}$ | Référence | D estimé (km) |
|---|---------------|---------------|
| $D_p = 0,96 D^{0,47 \pm 0,23}$ si $21 \leq D \leq 100$ et si présence d'un anneau interne | Pike (1985) | $\geq 82,1$ |
| $D_{cp} = 0,22 D$ si $20 < D < 140$ | Melosh (1989) | 95,5 |
| $D_{cu} = 0,32 D$ | Rondot (1995) | 65,6 |
| $D_{cp} = 0,31 D^{1,02}$ | Grieve (1998) | 62,4 |

De plus, il est possible d'évaluer la valeur de l'élévation stratigraphique : elle correspond à la hauteur de roche déplacée verticalement, soit la hauteur de la remontée centrale en plus de la hauteur de roche de socle déplacée en profondeur et de celle érodée en surface (figure 6.9). Si la remontée stratigraphique des roches s'est effectuée de façon symétrique par rapport au centre de la structure, le rayon de la remontée centrale donne une valeur maximale de la hauteur de roche de socle déplacée sous la discordance. La remontée stratigraphique est alors évaluée à un maximum de 11 kilomètres. Le diamètre original de la structure de Carswell serait alors compris entre 110 et 114,2 kilomètres (tableau 6.5).

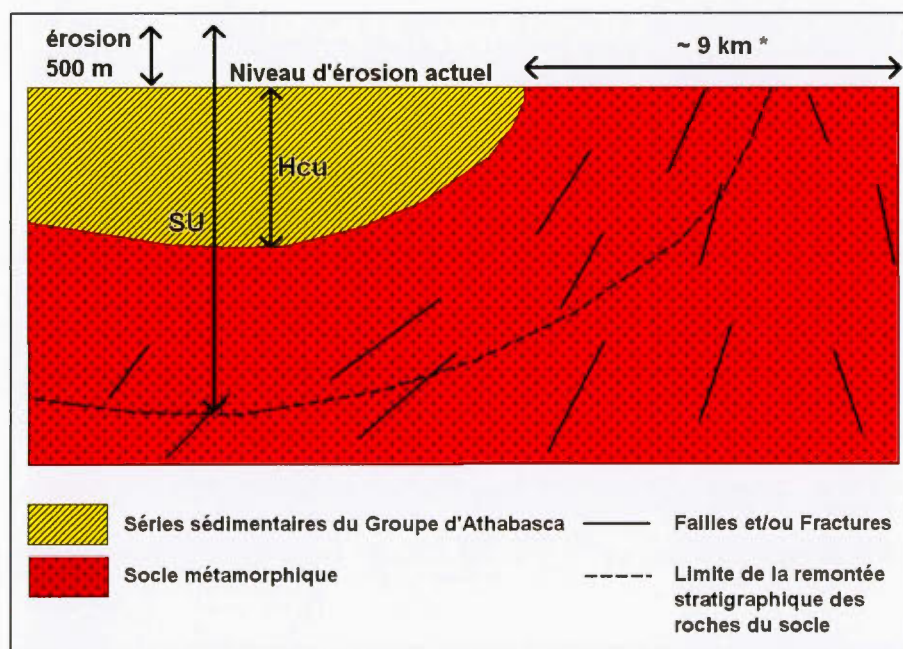


Figure 6.9 Estimation de l'élévation stratigraphique SU de la structure de Carswell. Le niveau d'érosion est de 500 mètres (Pagel, 1975), la hauteur de la remontée centrale H_{cu} est de 1500 mètres et la hauteur de roches du socle remontée sous la discordance est < 9 kilomètres (* rayon de la fenêtre de socle à l'affleurement) donc SU est < 11 kilomètres.

Tableau 6.5 Évaluation du diamètre (D) de la structure de Carswell avant érosion en fonction de l'élévation stratigraphique (SU).

| Relation D vs SU | Référence | D estimé (km) |
|-----------------------|---------------|---------------|
| $SU = 0,06 D^{1,1}$ | Melosh (1989) | 114,2 |
| $SU = 0,1 D$ | Rondot (1995) | 110 |
| $SU = 0,086 D^{1,03}$ | Grieve (1998) | 111,1 |

Enfin, si l'on considère que l'anneau d'anomalies gravimétriques positives entourant la remontée de socle comme un anneau de pics, le diamètre de la remontée centrale serait d'environ 40 kilomètres, l'anneau étant compris entre 30 et 50 kilomètres de diamètre (chapitre V). Le diamètre final de la structure de Carswell serait alors compris entre 80 et 120 kilomètres (tableau 6.6)

Tableau 6.6 Évaluation du diamètre (D) de la structure de Carswell avant érosion en fonction du diamètre de l'anneau de pics.

| Relation D vs $D_{\text{anneau de pics}}$ | Référence | D estimé (km) |
|---|---------------|---------------|
| $D_{\text{anneau de pics}} = 0,50 D$ | Melosh (1989) | 80 |
| $D_{\text{anneau de pics}} = 0,31 D^{1.02}$ | Grieve (1998) | 120 |

6.3 Conclusion

L'application des modèles de dimensionnement à la structure de Carswell est délicate compte tenu du niveau d'érosion approximatif après l'impact. Toutefois, les données de surface permettent d'estimer un diamètre initial de la structure de Carswell entre environ 26,6 et 70,6 kilomètres alors que les données de la morphologie profonde autorisent un diamètre total de 120 kilomètres. D'après les données de gravimétrie (partie 5.2), le diamètre de la structure était au minimum de 60 kilomètres. De plus, la découverte de brèches d'impact à l'extérieur de la structure de Carswell (Yeo et *al.*, 2001) et notamment dans le district de Shea Creek (partie 4.2.5) appuie cette évaluation de diamètre minimal. D'autre part, si la structure de Carswell est plus ancienne que l'âge de dépôt du Groupe d'Athabasca, les indices de métamorphisme de choc (PDFs, *shatter cones*, etc.) sont peut être présents dans les roches du socle sous la couverture sédimentaire et donc leur répartition apparente sous-estimerait en fait le diamètre de répartition réelle.

Le diamètre d'origine de la structure de Carswell est ici estimé entre 60 et 70 kilomètres si l'on considère la répartition des indices de métamorphisme de choc et la théorie d'un impact Ordovicien selon Harper (1983). Si par contre l'astrobolème a une remontée centrale plus complexe avec un anneau de pics subsidiaires comme semble le suggérer notre étude géophysique (chapitre V), le diamètre initial de la structure pourrait s'étendre de 80 à 120 kilomètres. L'astrobolème de Carswell a donc un rayon d'influence beaucoup plus grand que la structure visible de 39 kilomètres de diamètre.

CHAPITRE VII

DISCUSSION

7.1 Discussion des résultats et contraintes sur l'âge de la structure de Carswell

Notre étude pétrographique (chapitre IV) a permis de mettre en évidence un faciès de métamorphisme de choc de haut grade dans les roches du socle de la structure de Carswell (partie 4.2.1). La présence de nombreux indices microscopiques de ce métamorphisme – multiples déformations planaires dans les minéraux, maskéline, matériaux fondus, feldspaths perthitiques à texture fluidale, verre recristallisé (« *quenched texture* »), etc. – a permis d'évaluer la pression maximale subie par les roches lors de l'impact à 60 GPa environ jusqu'en bordure de la fenêtre de socle. Une telle pression n'est observable dans les structures d'impact complexes que dans le haut de la séquence stratigraphique au cœur de l'astrobème (partie 2.3.3 ; figures 2.25 et 2.26). À ce niveau stratigraphique, la remontée centrale devrait normalement être entourée par les dépôts bréchiques qui remplissent l'intérieur de la cuvette formée par la dépression annulaire. Or, les brèches d'impact et de retombées semblent absentes totalement de l'anneau sédimentaire interne. Seul le pic central a subi une forte fracturation et une intense bréchification. Pour expliquer cette répartition des impactites confinées au socle et à la discordance, il faudrait éroder la structure sous la limite inférieure de la cuvette qui contient normalement les dépôts bréchiques. De ce fait, seules des fractures à remplissage de brèches devraient être observables dans la couverture sédimentaire. Cependant, l'érosion devrait affecter aussi le pic central dont les lithologies sont issues de niveaux stratigraphiques inférieures et exposer des roches moins déformées que les sédiments adjacents (figure 2.25). D'autre part, la présence de brèches fondues similaires aux impactites trouvées dans la remontée de socle centrale mais localisée à l'extérieur de la structure, par sondage sous des sédiments non déformés (Yeo *et al.*, 2001), incite à supposer que la structure serait pré-Athabasca.

Notre étude pétrographique a en plus permis de relever un changement important de la pression de choc au niveau de la discordance socle / sédiments. Le socle et le conglomérat de base au nord de la discordance sont les seules lithologies ayant été affectées par une pression de choc importante et le conglomérat au sud de la remontée ainsi que les grès du Sous-Groupe de William River n'ont montré aucun signe de métamorphisme de choc. La pression subie par la roche cible depuis le point d'impact devrait théoriquement diminuer progressivement (partie 2.3.3 ; figure 2.26) ; il existe donc un hiatus de la propagation de l'onde de choc dans les sédiments si l'impact est post-Athabasca.

Currie (1969), en remarquant que la répartition des *shatter cones* était limitée à la fenêtre de socle, a suggéré que le développement du métamorphisme de choc dans la structure pourrait avoir été limité par la réfraction de l'onde de choc sur la discordance socle / sédiments. Cependant, les *shatter cones*, qui se développent plus facilement dans des roches à grains fins que dans des roches grenues (Grieve et Pesonen, 1992), sont absents de la couverture sédimentaire. Des *shatter cones* et des grains de quartz lamellaires ont été observés dans plusieurs structures d'impact dont les roches cibles sont hétérogènes : citons, comme exemples, les astroblèmes de Charlevoix au Québec (Rondot, 1995) et de Vredefort en Afrique du Sud (Therriault *et al.*, 1997). Ainsi, le hiatus de pression entre les roches du socle et les sédiments de l'Athabasca ne s'explique pas par l'hétérogénéité du milieu et l'absence de métamorphisme de choc dans les roches sédimentaires à quelques mètres du socle métamorphisé (affleurement CA-04-05-04 ; partie 4.2.2), mais pourrait s'expliquer si l'impact est anté-Athabasca et que la discordance correspond au niveau stratigraphique impacté. On peut alors penser que les fragments contenant des quartz lamellaires dans le conglomérat de base au nord de la remontée centrale correspondent à des reliques de sédiments anté-Athabasca (Pacquet et McNamara, 1985 ; partie 3.6.2). Ces sédiments anté-Athabasca pourraient avoir été impactés, érodés puis auraient été remaniés dans le conglomérat mésoprotérozoïque du Groupe d'Athabasca.

Toutefois, plusieurs études antérieures ont montré que des dykes de brèche de Cluff recoupent parfois des minéralisations uranifères datées à 1300 Ma (Ey, 1984 ; Baudemont et Fredorovich, 1996) ainsi que les roches de la base du bassin d'Athabasca (Pagel *et al.*, 1985). Ces observations impliquent un âge post-Athabasca pour ces brèches. Cependant, les brèches de Cluff recoupent les pseudotachylites et les brèches crypto-cristallines (von Einsiedel, 1981 ; Pagel *et al.*, 1985 ; Baudemont et Fredorovich, 1996). Les filons de brèches polymictes se seraient donc mis en place après ceux de pseudotachylites et de brèches crypto-cristallines qui se retrouvent uniquement dans le socle et sont considérées comme contemporaines de l'impact (Pagel *et al.*, 1985 et von Einsiedel, 1981). La brèche de Cluff se serait injectée dans les fractures appartenant majoritairement à la remontée centrale en arrachant des morceaux de socle et de pseudotachylite. Cette chronologie a été appuyée par une étude

structurale récente (Baudemont et Fredorovich, 1996) selon laquelle la mise en place des pseudotachylites est considérée comme précoce lors de la création de la structure d'impact et les brèches de Cluff se forment lors de la phase de réajustement.

D'autre part, la présence de dickite, un silicate d'aluminium hydraté, dans les brèches crypto-volcaniques (von Einsiedel, 1981 ; partie 3.3.2) est intrigante car la formation de dickite dans le bassin d'Athabasca a lieu pendant le pic maximal de la diagenèse et serait contemporaine de la formation des principales minéralisations uranifères (Renac *et al.*, 2002). Cette observation tend à suggérer que les brèches crypto-volcaniques seraient pré-Athabasca et remet conséquemment en doute l'âge communément admis de l'astroblème.

Les arguments précédemment cités tendent à soutenir l'hypothèse d'un impact plus ancien que l'âge de dépôt des sédiments du Groupe d'Athabasca. Ceci est aussi soutenu par la présence d'un haut topographique préexistant dans les environs de la structure de Carswell ainsi que par les directions de paléocourants du bassin d'Athabasca qui converge vers un bassin centré sur l'astroblème (partie 3.6).

Toutefois, si l'astroblème est anté-Athabasca, comment expliquer la synforme circulaire visible dans les plus jeunes dépôts du bassin ? Cette synforme, exprimée par la couverture sédimentaire et dont la Formation de Carswell occupe le centre, pourrait avoir été créée par des réajustements post-impact. En effet, de tels réajustements sont possibles par compaction d'un niveau de brèche sous des sédiments non impactés et des structures circulaires formées par un tel mécanisme ont déjà été observées dans des astroblèmes terrestres, notamment dans la structure de la Baie de Chesapeake (Poag *et al.*, 2004 ; partie 2.4 ; figure 2.28), ainsi que dans des structures extraterrestres comme le graben annulaire de l'astroblème Utopia Planitia sur Mars (Buczkowski et Cooke, 2004). Les réajustements auraient entraîné l'effondrement progressif des unités sédimentaires post-impact qui ceinturent le noyau métamorphique central. La structure de surface donnerait ainsi l'impression que les anneaux sédimentaires représentent la limite de l'enceinte de l'astroblème.

Enfin, si nous devons dater l'âge de l'impact à l'origine d'une structure pré-Athabasca, il serait contraint entre l'âge de formation du régolite de socle vers 1,7 Ga (partie 1.1.1) – dont les fragments altérés et métamorphisés par le choc sont présents dans les impactites et le conglomérat de base (partie 4.2.2 ; figure 4.40) – et les âges K-Ar à 1260 Ma obtenus par Ey (1984) dans les grès et la Formation de Douglas qui n'ont pas été affectés par une remise à 0 lors de l'épisode thermique lié à l'impact (partie 3.5).

7.2 Modèles de formation de la structure de Carswell

Trois modèles de formation de la structure de Carswell sont envisageables : soit la structure est post-Athabasca, soit elle s'est formée pendant les premiers stades de sédimentation du bassin ou encore elle est anté-Athabasca. L'étude du dimensionnement des structures d'impact comparée à la morphométrie de l'astroblème a permis de réévaluer la taille de la structure de Carswell (chapitre VI). Dépendant de l'hypothèse sur l'âge de la structure, le diamètre d'origine est compris entre 60 et 70 kilomètres pour un impact post-Athabasca ou entre 80 et 120 kilomètres pour une structure ancienne recouverte partiellement ou totalement par la couverture sédimentaire mésoprotérozoïque (calculs détaillés dans la partie 6.2).

Le modèle de formation post-Athabasca de la structure de Carswell proposé dans la figure 7.1 rejoint le modèle de Harper (1983 ; partie 3.2 ; figure 3.2) et s'appuie sur les données structurales et la répartition du métamorphisme de choc dans les astroblèmes terrestres étudiés par Rondot (1995). L'impact survenu dans les formations de Carswell et de Douglas aurait entraîné l'effondrement d'un graben annulaire par compensation de la remontée isostatique du socle au point d'impact. La structure ferait un total de 60 à 70 kilomètres de diamètre, le diamètre du graben serait d'environ 40 kilomètres et le diamètre de la remontée centrale de 20 kilomètres. L'érosion aurait par la suite éliminé la couche d'éjectas qui se serait déposée en surface.

Toutefois, certaines observations contredisent ce modèle (figure 7.1) :

- l'érosion aurait en effet érodée les faciès de haut grade métamorphique de la remontée de socle centrale ;
- les sédiments du Sous-Groupe de William River à proximité de la discordance devraient être affectés par un métamorphisme de choc dont les pressions, entre 1 et 10 GPa, seraient suffisantes pour observer des fractures planaires dans les grains de quartz, des *shatter cones*, une fracturation et une bréchification de la roche (tableaux 2.2 et 2.3) ;
- les failles listriques de la dépression périphérique devraient être remplies par des impactites alors que les gouges de faille recoupant l'anneau sédimentaire externe sont constituées de brèches synsédimentaires de la Formation de Carswell (partie 4.2.4).

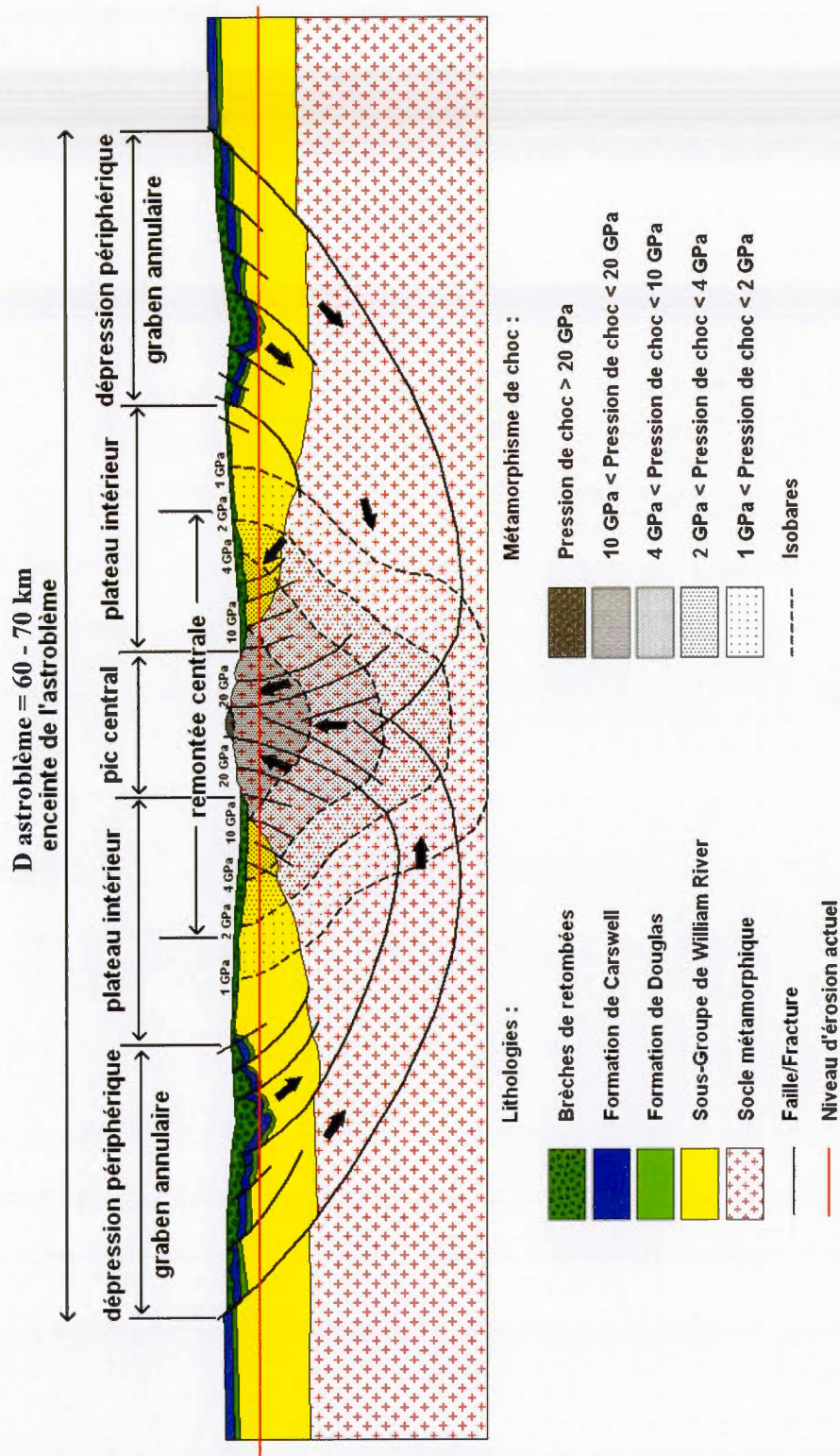


Figure 7.1 Modèle de formation de la structure de Carswell pour un impact post-Athabasca. Ce modèle s'appuie sur celui établi par Rondot (1995) pour les structures d'impact complexes d'après les données de la structure de Charlevoix (Québec, Canada). Les retombées bréchiques recouvrent les lithologies impactées (socle + sédiments) et peuvent s'insinuer dans les failles et fractures à la fois dans la couverture sédimentaire de la dépression périphérique et du plateau intérieur et les roches du socle de la remontée centrale. Le métamorphisme de choc se diffuse depuis le centre de l'astrolème jusqu'en périphérie et devrait affecter à la fois le socle métamorphique et les sédiments du Sous-Groupe de William River.

Le modèle de formation pré-Athabasca de la structure présenté par la figure 7.2 permet d'expliquer la répartition des indices de métamorphisme de choc et des impactites observée à Carswell. L'astroblème, d'un diamètre compris entre 80 et 120 kilomètres, aurait une remontée centrale complexe composée d'un pic central et d'un anneau de pics subsidiaires d'environ 40 kilomètres de diamètre, comme le suggère les anomalies gravimétriques de Bouger corrigées de la dérive verticale (partie 5.2 ; figure 5.4). Un impact durant la sédimentation du conglomérat de base du Groupe d'Athabasca ou pré-Athabasca permettrait d'expliquer à la fois l'absence de brèche dans les sédiments ainsi que la présence de PDFs limitée aux roches du socle et à une partie du conglomérat de base par l'érosion partielle de la structure et le recouvrement par les sédiments mésoprotérozoïques du Groupe d'Athabasca. Selon cette hypothèse, le taux de sédimentation des grès du bassin d'Athabasca serait nécessairement rapide puisqu'un niveau de brèche sur la discordance et les faciès de haut grade métamorphique de la remontée centrale ont été préservés. La forme circulaire dans les sédiments du bassin d'Athabasca serait alors apparue par la compaction du niveau bréchiq ue d'éjectas sur la discordance socle / sédiments, éventuellement conjuguée à la paléogéographie du bassin, ou par des réajustements tardifs du socle sous-jacent. Ces déplacements post-impact pourraient avoir été initiés par des mouvements le long de failles régionales majeures telles que les failles de Beatty River ou de Grease River qui ceinturent l'astroblème de Carswell et sont visibles sur la carte des anomalies aéromagnétiques (partie 5.3 ; figure 5.5). Des déplacements secondaires au cours de la sédimentation des formations du Groupe d'Athabasca expliqueraient la présence de brèches synsédimentaires dans les failles qui recoupent la structure de Carswell. Selon l'hypothèse d'un impact pré-Athabasca, ces mouvements post-impact le long des failles du lac Points, du lac Cluff, du lac Carswell et de la faille Bordière Est pourraient être à l'origine de la formation des écailles de socle qui leur sont spatialement associées dans l'anneau sédimentaire interne (figure 3.7 ; partie 3.3.2) ainsi que du tronçonnement des galets de quartz observé dans le conglomérat de base ne montrant aucune microstructure d'impact au sud de la remontée centrale (figures 4.44 et 4.45 ; parties 3.3.1 et 4.2.2).

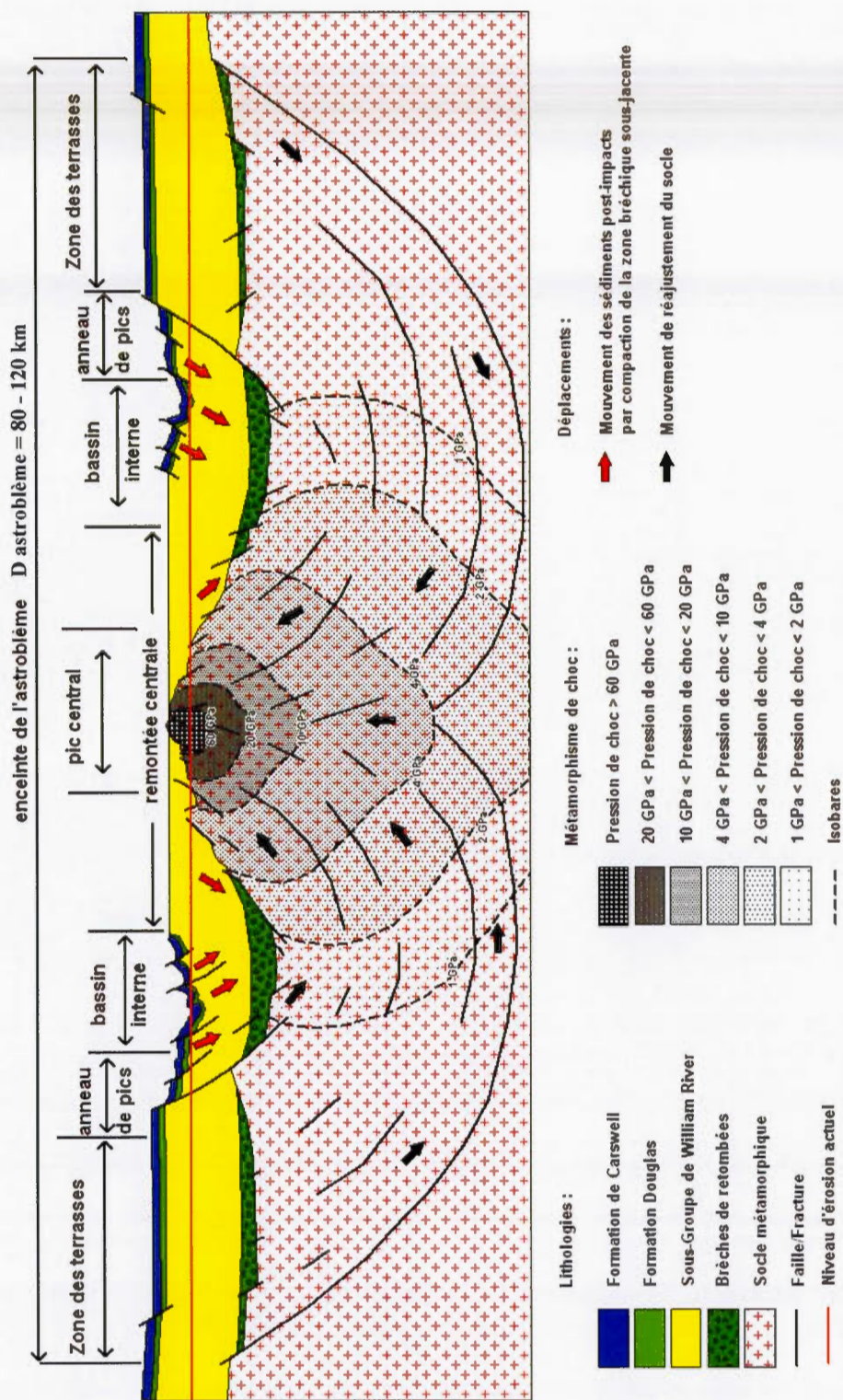


Figure 7.2 Modèle de formation de la structure de Carswell pour un impact pré-Athabasca. Ce modèle s'appuie sur les observations gravimétriques (chapitre V) et la morphologie de la structure de la Baie Chesapeake (États-Unis) établie par Poag *et al.* (2004). Le niveau de brèche sur la discordance se compacte sous le poids des sédiments post-impacts et des réajustements tardifs du socle peuvent engendrer la formation d'une structure annulaire dans la couverture sédimentaire. Les failles issues de ces mouvements post-impacts peuvent traverser les sédiments. Toutefois, le métamorphisme de choc n'affecte que les lithologies impactées (ici uniquement le socle).

7.3 Implications quant aux minéralisations

Les gisements d'uranium de la structure de Carswell ont été exploités à la mine du lac Cluff entre les années 1980 et 2002 et ont produit un total de 62,5 millions de livres d' U_3O_8 , soit environ 24 000 tonnes d'uranium. D'autres structures d'impact météoritique sont actuellement exploitées pour les ressources minérales qu'elles contiennent ou constituent un potentiel économique important pour de futurs travaux miniers. Sur les quelques 170 structures terrestres actuellement découvertes et dont l'origine exogène a été prouvée, 25 % ont des gisements qui leur sont associés et 12 % sont exploitées pour leurs ressources (Grieve, 2003). Grieve et Masaitis (1994) distinguent trois types de minéralisations associées aux astroblèmes : progénétique, syngénétique ou épigénétique.

Le premier correspond à des gisements ou des concentrations en métaux qui étaient déjà présents avant la formation de l'astroblème ; ce sont les gisements progénétiques ou pré-impacts. Le bassin du Witwatersrand (Afrique du Sud) en est un bon exemple. Il représente la plus riche province aurifère du monde d'où proviennent les 40 à 50 % de la production d'or mondiale (Robb et Robb, 1998). Ces gisements contiennent de l'uranium en sous-produit, près de 150 000 tonnes en ont été extrait et les réserves en uranium sont encore estimées à 475 000 tonnes environ (Reimold *et al.*, 2005). Ils sont associés à la structure d'impact de Vredefort datée à 2,02 Ga. Les paléoplacers aurifères appartenant au bassin du Witwatersrand sont associés à la mise en place des groupes du Ventersdorp, des roches volcaniques datées à 2,7 Ga, et du Transvaal, des séries sédimentaires conglomératiques datées entre 2,6 et 2,15 Ga (Reimold *et al.*, 2005). Leur mise en place a été succédée par des phases d'hydrothermalisme entre 2,5 Ga et 2,02 Ga qui ont imposées leur empreinte thermique aux datations isotopiques. Les minéralisations du Witwatersrand étaient donc déjà présentes lors de l'impact mais furent préservées de l'érosion grâce à la formation de l'astroblème (Reimold *et al.*, 2005). Les sédiments du bassin ont été préservés dans un synclinal annulaire autour de la remontée de socle centrale de Vredefort et recouverts par une couche d'éjectas qui est maintenant érodée. La structure de Carswell présente des similitudes avec celle de Vredefort. Les minéralisations uranifères de Carswell sont présentes au niveau de la discordance entre les sédiments du Groupe d'Athabasca de l'anneau interne et le socle métamorphique de la remontée centrale. Si la structure est post-Athabasca, alors les gisements d'uranium sont de type progénétique mais seraient apparus à l'affleurement grâce au rebond du socle sous la couverture sédimentaire lors de l'impact et n'auraient pas pu être exploités si la collision n'avait pas eu lieu. Cette hypothèse est favorisée par le fait que des brèches de Cluff recoupent des zones minéralisées (Ey, 1984 ; Baudemont et Fredorovich, 1996).

Le second type de gisements associés à des astroblèmes correspond au type syngénétique, des minéralisations directement associées à la formation de l'astroblème. Les diamants d'impact de la structure de Popigai (Sibérie, Russie) font partie de cette classe de minéralisations. Les impactites sont composées de diamants de qualité industrielle nés de la transformation du graphite soumis à des pressions de choc de plus de 30 GPa, et qui peuvent former des agrégats de plus de 1 centimètre (Reimold *et al.*, 2005). D'autre part, le complexe igné constituant le cœur de la structure d'impact de Sudbury (Ontario, Canada) contient des gisements à association de nickel, cuivre et autres éléments du groupe du platine. Un débat controversé secoue actuellement la communauté scientifique qui étudie ces gisements, le grand volume du complexe igné de Sudbury et sa forte différenciation laissant planer un doute quant à son origine exogène (Grieve *et al.*, 1991). À Carswell, aucun diamant d'impact n'a pour l'instant été découvert bien que certains gneiss du socle contiennent du graphite. Cependant, des concentrations anormales en nickel ont été notées dans les gisements polymétalliques (partie 1.1.3) et notamment dans le gisement de la carrière D à Carswell (Ruzicka, 1996). Le nickel serait toutefois associé à des gneiss mafiques à biotite chloritisés et l'association polymétallique à U et Ni est aussi présente dans les gisements à l'est du bassin d'Athabasca comme à Cigar Lake (voir localisation sur la figure 1.2).

Le troisième type de gisements correspond à ceux qui sont mis en place par des processus hydrothermaux directement après l'impact dans les roches de la structure, ce sont les gisements épigénétiques. L'hydrothermalisme au sein d'un astroblème est un phénomène post-impact connu qui résulte de l'augmentation soudaine de la température dans les roches impactées suite à la libération de l'énergie cinétique ou à la remontée de roches profondes au niveau du pic central. S'il y a présence d'eau (nappes d'eau souterraines, présence de fluides dans la porosité de la roche ou impact en mer), les solutions aqueuses se mettent à circuler dans les brèches de la cuvette de l'astroblème lorsque ceux-ci interagissent avec le flux de chaleur. La bréchification créée par l'impact augmente la porosité de la roche, elle permettant une circulation des fluides plus aisée, et elle augmente les surfaces de réaction pour l'altération hydrothermale. Les fluides peuvent altérer et lessiver les roches jusqu'au refroidissement complet du système. Les astroblèmes présentent certains avantages pour le développement de minéralisations hydrothermales puisqu'ils mettent en présence un moteur thermique pour permettre la mise en mouvement des fluides, une forte porosité de la roche et des failles qui peuvent servir de conduits de circulation et de pièges structuraux pour les minéralisation. De tels systèmes hydrothermaux ont déjà été mis en évidence dans les formations de plusieurs astroblèmes terrestres comme Sudbury (Therriault *et al.*, 1999) et Haughton (Osinski *et al.*, 2001) au Canada, Ries en Allemagne (Newsom *et al.*, 1987), Popigai en Russie (Naumov, 2002 et 2003) ou le Chicxulub au

Mexique (Kring, 2003 et Gibson *et al.*, 2003). Ces exemples montrent que de grands systèmes hydrothermaux peuvent se développer à l'intérieur et autour du pic central d'un astroblème. Dans le cas du Chicxulub, le refroidissement du système aurait pris 100 000 ans (Kring, 2003) ; toutefois, la durée d'un tel phénomène reste encore difficilement déterminable. La durée moyenne de ces systèmes hydrothermaux seraient comprise entre quelques centaines et plusieurs milliers d'années (Versh *et al.*, 2003).

Des remobilisations post-impact en uranium ont déjà été observées dans la structure de Ternovka (Ukraine), d'un diamètre actuel de 11 kilomètres et de 18 kilomètres à l'origine (Reimold *et al.*, 2005). Les gisements d'uranium situés dans cet astroblème ont été exploités jusqu'en 1967. La roche impactée, des quartzites ferrugineux, contenait initialement des gisements de fer et des enrichissements en uranium, cependant un hydrothermalisme post-impact serait à l'origine de la création de veines secondaires de pechblende.

Les brèches d'impact de la structure de Carswell montrent une altération prononcée : brèches de Cluff à matrice chloriteuse ou hématisée (figures 4.10, 4.12 et 4.13) et brèche au niveau de la discordance dans le forage CAR-201 plus altérée que le conglomérat de base qui est au contact (partie 4.2.2 ; figures 4.41 et 4.42). L'altération pénétrante des brèches de Cluff conjuguée à la présence de sulfures disséminés dans la brèche de l'affleurement CA-04-02-07 (figure 4.16) suggèrent que les dykes de brèche ont été les conduits de circulation de fluides. Si la structure de Carswell est ordovicienne, elle pourrait être à l'origine des remobilisations tardives qui ont été datées par la méthode U-Pb entre 250 et 380 Ma (Wendt *et al.*, 1978 ; Worden *et al.*, 1981 ; Tremblay, 1972 ; Bell, 1985 ; tableau 1.2). Cependant, dans l'hypothèse d'un impact anté-Athabasca, il serait probable que l'astroblème ait influencé la morphologie de l'ouest du bassin comme le suggère la direction convergente des paléocourants et la présence d'un haut topographique aux alentours de l'astroblème (partie 3.6). La bréchification et la fracturation du socle ainsi que la forme en cuvette de cette partie du bassin auraient alors permis la concentration des fluides et le lessivage des roches du socle.

D'autre part, bien que la mine du lac Cluff ait fermé ses portes, l'étude de la structure de Carswell est encore d'une grande importance. En effet, la présence de douze anomalies gravimétriques distribuées sur un rayon moyen de 40 kilomètres autour du centre de l'astroblème renforce l'utilité de notre étude. Ces anomalies pourraient correspondre à des pics subsidiaires de socle sous les sédiments qui amènent la discordance à une profondeur d'exploitation économique. Ces anomalies constituent donc d'excellentes cibles pour l'exploration de nouveaux gisements. Quelque soit l'âge de la structure

de Carswell considéré, des pics de socle pourraient amener des minéralisations uranifères à une profondeur d'exploitation appréciable.

Enfin, dans le chapitre VI, nous avons évalué le diamètre d'origine de la structure de Carswell à un minimum de 60 kilomètres. Par conséquent, le district uranifère de Shea Creek, aux minéralisations uranifères prometteuses d'après les récentes découvertes (un taux de 27,4 % d' U_3O_8 sur 8,8 mètres de forage d'après le *Canadian Mining Journal* de juillet 2005), était situé dans l'enceinte de la structure avant son érosion et sous son rayon d'influence structurale. Ceci est confirmé par la présence de brèches d'impact dans le socle et au niveau de la discordance dans ce district (Yeo *et al.*, 2001 ; partie 3.3.2). Il est donc crucial de continuer l'étude et d'affiner nos connaissances sur l'astroblème.

7.4 Recommandations pour les recherches à venir

La géochronologie réalisée lors de précédents travaux sur les brèches de Cluff n'a pas permis d'établir un âge exact pour la formation de la structure de Carswell (partie 3.5 ; Wanless *et al.*, 1968 ; von Einsiedel, 1981 ; Bell, 1985 ; Bottomley *et al.*, 1990). La grande variété des âges calculés peut être expliquée par une altération hydrothermale post-impact ayant affecté la brèche de Cluff et induit une remise à zéro ou un rajeunissement partiel des valeurs isotopiques (Bell, 1985 ; Bottomley, 1982). Cette hypothèse est renforcée par la datation U-Pb de minéralisations uranifères à 380 Ma, un intervalle de temps proposé pour la formation des brèches de Cluff (Bell, 1985). Un épisode hydrothermal dévonien associé à des minéralisations uranifères et ayant affecté la brèche de Cluff nous semble probable. Toutefois, des zircons affectés par l'impact ont été observés lors de notre étude pétrographique des roches du socle (partie 4.2.1, figure 4.30 ; zircons fracturés et perte de leur biréfringence) et pourraient constituer un matériel propice pour de futures datations par la méthode isotopique U-Pb. Les zircons sont des minéraux réfractaires qui sont morphologiquement et isotopiquement résistants aux effets thermiques post-impact éventuels. Les zircons intensément choqués sont caractérisés par une texture granulaire particulière et peuvent avoir subi une perte en Pb qui permet de dater l'événement catastrophique avec précision. Cette méthode a notamment été utilisée avec succès pour dater les astroblèmes de Manicouagan au Québec (Hodych et Dunning, 1992), de Sudbury en Ontario (Krogh *et al.*, 1984 ; Ostermann *et al.*, 1996 ; Corfu et Lightfoot, 1996) et de Vredefort en Afrique du Sud (Kamo *et al.*, 1996).

De plus, des éléments chimiques relativement rares dans la croûte terrestre mais en proportion significative dans le matériel météoritique comme l'iridium, le rhénium, l'osmium ou les éléments du groupe du platine peuvent être incorporés dans les roches cibles impactées d'un astroblème (Montanari

et Koeberl, 2000). Une étude pourrait être menée sur les impactites de la structure de Carswell afin de déterminer s'il existe une contamination par le matériel météoritique en ces éléments, dans le socle et les sédiments. Si les lithologies présentent un contraste de composition, cette méthode pourrait ainsi apporter la réponse sur l'âge de la structure de Carswell. De plus, la méthode de datation isotopique Re-Os est couramment utilisée pour dater les structures d'impact météoritiques et présenterait un intérêt dans la même optique. Cette méthode de datation a été effectuée pour la structure de Sudbury (Ontario, Canada ; Walker *et al.*, 1991).

D'autre part, au cours de nos recherches sur la structure de Carswell, nous avons montré que l'âge de la structure est toujours discutable, que l'hypothèse d'un impact météoritique pré-ordovicien est possible car soutenue par de nombreux arguments. Toutefois, dans l'état actuel de nos recherches et avec l'échantillonnage limité que nous avons pu faire dans la couverture sédimentaire, il ne nous est pas permis pour l'instant de déterminer quelle est l'hypothèse la plus probable sur l'âge de la structure. Il est toujours possible de considérer que l'impact ait pu avoir lieu pendant la sédimentation du bassin d'Athabasca. Le conglomérat de base montre en effet des déformations reliées à un métamorphisme de choc. Cependant, les grès du Sous-Groupe de William River n'en présentent aucune évidence et l'absence de brèches d'impact reste une énigme. Un échantillonnage représentatif de la colonne stratigraphique depuis le socle sain jusque dans les niveaux superficiels des sédiments du Groupe d'Athabasca est nécessaire afin de compléter nos recherches.

De plus, une étude pétrographique des brèches de Cluff retrouvées à l'extérieur de la structure, dans le district de Shea Creek, devra être menée pour vérifier leur origine. Jusqu'à présent, 1 seul échantillon a pu être étudié (partie 4.2.5 : sondage DGS-14 entre 701,4 et 701,5 mètres de profondeur) ce qui n'est statistiquement pas représentatif du niveau bréchique localisé sur la discordance socle / sédiments dans cette zone.

Enfin, il semble probable d'après les modèles actuels de formation des astroblèmes que la remontée centrale ait une forme plus complexe que ce qui est visible en surface. Les pics d'anomalie gravimétrique concentriques à l'astroblème observés en géophysique (chapitre V ; figure 5.4) pourraient correspondre à des remontées de socle subsidiaires. Afin de vérifier cette possibilité, des profils de sismique réflexion pourraient être effectués. En outre, s'il existe effectivement des remontées de socle, elles devraient être associées à des métallotectes et constituer des zones d'intérêt majeur pour l'exploration. Le contrôle structural de la minéralisation en uranium est assuré par le recoupement de la discordance à la base du bassin d'Athabasca et de failles majeures coïncidant avec des couches de métapélites graphiteuses dans le socle métamorphique (Ruzicka, 1996 ; figure 7.3). Ces structures inverses riches en graphite étant localisables par leur propriété conductrice, nous

recommandons d'effectuer des études de géophysique sur les pics d'anomalie gravimétrique, par exemple un levé électromagnétique aéroporté, afin de déterminer si elles correspondent à des zones de forte conductivité.

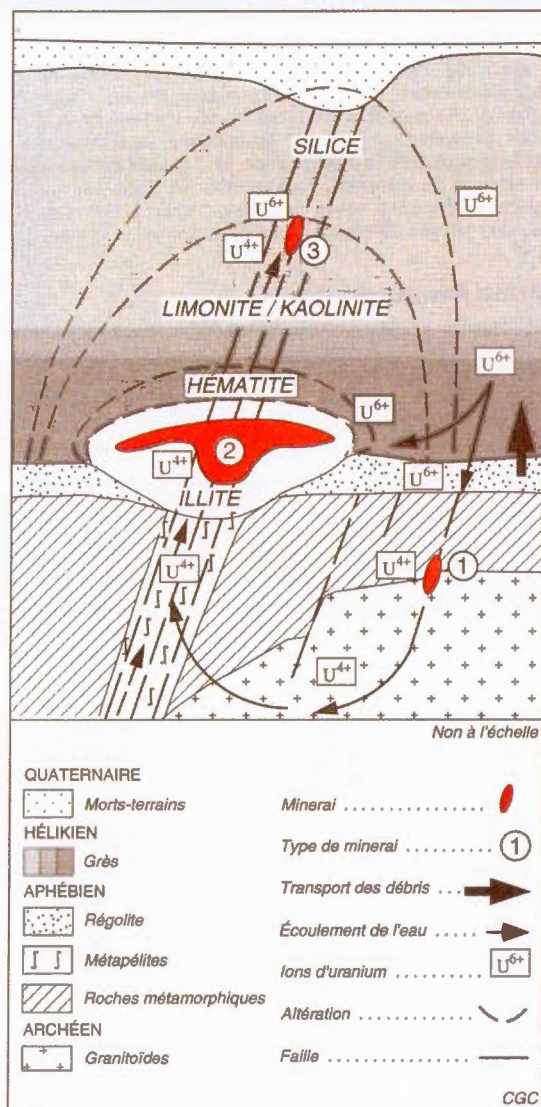


Figure 7.3 Modèle conceptuel de la genèse des gîtes d'uranium associés à des discordances (d'après Ruzicka, 1996). Les flèches indiquent les trajets d'écoulement des eaux oxydées et des eaux réduites entraînées par convection. Les numéros encadrés indiquent les emplacements des divers styles de minéralisation : 1) minéralisation polymétallique à forte teneur au niveau de la discordance, 2) minéralisation monométallique à teneur moyenne au-dessous de la discordance, 3) minéralisation monométallique à faible teneur dans les roches sédimentaires de couverture au-dessus de la discordance.

CONCLUSION

Les recherches antérieures sur la structure d'impact météoritique de Carswell (Saskatchewan, Canada) avaient jusqu'à présent été ciblées sur les projets d'exploration pour les gisements uranifères. Depuis les années '80, l'étude de l'astroblème avait été laissée en suspens depuis que l'âge de l'impact avait été fixé à l'Ordovicien, un âge postérieur à la mise en place des minéralisations économiques du bassin d'Athabasca. Nous avons repris les recherches sur la structure de Carswell car les dernières découvertes en impactologie permettaient de mieux comprendre le rôle de l'événement Carswell sur son environnement et sur les minéralisations uranifères qui s'y trouvent.

En étudiant les informations relevées sur Carswell dans la littérature, nous avons montré que l'âge de la structure restait encore ambigu (chapitre III). Or, l'âge de l'impact a bien sûr un rôle prépondérant pour déterminer son rayon d'influence et quelles sont les implications de l'événement sur les minéralisations uranifères. Afin de lever le doute sur l'âge de la structure, nous avons entrepris d'étudier au microscope pétrographique les différentes lithologies rencontrées depuis le centre de l'astroblème jusqu'à l'extérieur de l'enceinte (chapitre IV). Cette étude a permis de reconnaître des indices de métamorphisme de choc dans les roches du socle qui se forment à des pressions comprises entre 10 et 60 GPa. Pour les roches sédimentaires, seule une partie du conglomérat à la base du bassin a révélé des déformations planaires dans les grains de quartz et les fragments de grès qui le composent. Cette observation démontrerait que des sédiments, provenant soit des premiers stades de sédimentation du bassin, soit de sédiments pré-Athabasca, ont été impactés. Cependant, le métamorphisme de choc et la bréchification reliés à l'événement catastrophique ne semblent pas affecter les anneaux sédimentaires formés par les sédiments du Sous-Groupe de William River et les formations de Carswell et de Douglas. Des brèches synsédimentaires à la Formation de Carswell retrouvées dans les failles régionales qui recoupent la structure tendent même à démontrer que l'astroblème était déjà formé lors de la sédimentation de cette formation. L'originalité de nos travaux vient du fait que nous envisageons l'hypothèse d'un impact pré-Athabasca ou relativement précoce dans la formation du bassin d'Athabasca.

L'étude des données géophysiques, magnétiques et gravimétriques, est souvent utilisée pour caractériser les astroblèmes qui sont fortement érodés ou qui ne sont pas apparents. Afin d'étudier la structure profonde de l'astroblème de Carswell, nous avons analysé les cartes d'anomalies gravimétriques de Bouger et d'anomalies aéromagnétiques ainsi que les données de forage (chapitre V). Douze pics d'anomalies gravimétriques ont ainsi été mis en évidence et pourraient correspondre à des remontées de socle subsidiaires autour de la remontée centrale sur un anneau compris entre 30 et 50 kilomètres de diamètre. Ces pics constituent des cibles d'intérêt majeur pour l'exploration de nouveaux gisements uranifères situés sur la discordance entre le socle et la couverture sédimentaire.

La comparaison entre la morphologie de la structure de Carswell et les modèles de dimensionnement des astroblèmes a ensuite permis d'évaluer le rayon initial de la structure (chapitre VI). Ce rayon serait compris entre 60 et 70 kilomètres pour un astroblème post-Athabasca et entre 80 et 120 kilomètres pour une structure pré-Athabasca. Le rayon d'influence de l'impact serait donc plus important que la structure de 39 kilomètres actuellement visible en surface et le district uranifère de Shea Creek, situé 10 kilomètres au sud de l'anneau de dolomie de la Formation de Carswell et où des brèches d'impact ont été découvertes, serait ainsi localisé dans l'astroblème. Quelque soit l'âge de formation de l'astroblème, l'influence de l'impact à l'origine de la structure de Carswell sur les minéralisations uranifères a donc été sous-estimée. Les gisements progénétiques ou pré-impacts sont affectés par la fracturation et la bréchification lors de l'impact. Des gisements préexistants peuvent avoir été amenés à des profondeurs appréciables pour l'exploitation lors de réajustements au niveau de la discordance. La circulation de fluides par des processus hydrothermaux post-impacts peuvent aussi avoir engendré des mobilisations ou des remobilisations de minéralisations et leur concentration dans des zones de pièges structuraux.

Toutefois, nos recherches se sont limitées aux lithologies présentes autour de la remontée centrale de l'astroblème et une étude plus approfondie des brèches et des unités localisées autour de la discordance dans le district de Shea Creek devrait être effectuée. De plus, des méthodes de datation isotopique (Re-Os sur impactites ou U-Pb sur zircons choqués) et une étude sur les contaminants en matériaux extraterrestres (Re, Os, Ir et EGP) pourraient amener de nouveaux éléments de réponse au débat continu qui existe sur l'âge de la structure de Carswell.

[Cette page a été laissée intentionnellement blanche]

RÉSUMÉS PUBLIÉS DANS *METEORITICS AND PLANETARY SCIENCE*

DUHAMEL, I., GENEST, S., ROBERT, F., and TREMBLAY, A. (2005) *Carswell impact structure, Saskatchewan, Canada: Geological, petrographical and geophysical results, and implications for the age of the astrobleme. Meteoritics and Planetary Science*, Vol. 40, No. 9, p. A41, Supplement September 2005, 68th Meeting of the Meteoritical Society : Abstract 5126 (Oral presentation).

The Carswell astrobleme, in northern Saskatchewan, is a 39 km wide complex impact structure located in the Athabasca Basin of Proterozoic age which shows an 18 km diameter central uplift composed of Aphebian gneisses and granitoids.

During the past two decades, controversy has been raging over the age of the Carswell structure. Two dating hypotheses have been proposed: an Ordovician age impact event sustained by the regular shape of the astrobleme in the sedimentary units [1, 2] and an older catastrophe event, possibly pre-Athabasca, suggested by the lack of impact breccias and shock metamorphism effects in the Proterozoic cover [3, 4].

Our group has carried out field works and an extensive petrographic study on the Carswell impact lithologies encountered in drill cores and hand samples of the Athabasca sediments, the basal conglomerate surrounding the central uplift and the highly brecciated basement lithologies. The basement rocks in the central uplift show evidence of shock metamorphic features ranging from 2 to a minimum of 45 GPa (shatter cones, multiple sets of PDFs, diaplectic glasses, mineral melts). The quartz grains of the basal conglomerate show PDFs and cataclastic textures. On the other hand, the proximal proterozoic sedimentary cover, viewed as to have been impacted by earlier workers (the younger age hypothesis), shows no evidence of shock metamorphism nor of any deformation.

In addition, vertical derivative Bouguer gravity anomalies [5] indicate that the central uplift is well expressed by its positive signature. It is also surrounded by a strongly defined negative well followed by a ring of small positive anomalies probably related to subsidiary basement uplifts. This peak ring is more or less located beneath a pristine stromatolitic reefs unit which confers a circular shape to the sediments surrounding the central peak.

Furthermore, paleogeographic features throughout the Athabasca Basin (paleocurrents and isopach

maps [6]) suggest that the sedimentation of the Athabasca Group has been controlled by a bowl shape basin roughly centered on the Carswell central uplift, acting then as a paleo-high.

Therefore, our research suggests that the Carswell event is older than the deposition of the Athabasca Basin and that the actual circular structure is quite probably the central peak, a local expression of a larger multi-ring impact structure hidden beneath the sediments.

References: [1] Pagel M. 1975. Thèse Doc Spéc., Univ. Nancy I, France, 157 p. [2] Harper C. T. 1983. Ph.D. thesis, Colo. School Mines, Golden, Colorado. [3] Currie K. L. 1967. *Nature*, Lond., 213: 56-57. [4] Duhamel I. et al. 2004. *Meteoritics & Planetary Science* 39(8) Supp., p. A32 (Abs.) [5] Miles W. and Slimmon W. L. 2000. Geological Atlas of Saskatchewan Web page. GSC and Sask. Ind. Res. [6] Ramaekers P. 1990 Sask. Geol. Surv., Sask. En. Min., Rep. 195, 49 p.

DUHAMEL, I., GENEST, S., ROBERT, F., and TREMBLAY, A. (2004) *A re-evaluation of the size of the Carswell astrobleme, Saskatchewan, Canada. Meteoritics and Planetary Science*, Vol. 39, p. A32, Supplement 2004 August, 67th Meeting of the Meteoritical Society : Abstract 5071 (Poster).

The Carswell impact structure, centered at latitude 58 °27'N and longitude 109°30'W in northern Saskatchewan, Canada, is located in the Athabasca Basin of Proterozoic age. Past works on the Carswell area were focused on metallogenic research and the study of the impact structure itself was very limited. Since 1983, works have been done around and inside the Carswell structure, core drilling, geochronological and geochemical analysis, and basin depositional analysis were done. The results of these studies are as follow:

Deep diamond drillhole (>1 km deep) in the sediment have been done near the central peak and no breccias have been identified in the cores. Shock metamorphic features (shatter cones, pseudotachylite, suevite) are located in the central peak only which basically consists of granitic gneisses and pelites and pegmatoids which have all retrograded from granulite facies.

Ages for hydrothermalism in sediments found right at the contact of the central peak and those from outside the Carswell structure have coherent ages of 1260 Ma [1].

Vertical derivative Bouger anomaly map [2] shows the high gravity anomaly of the central peak surrounded by a negative annular shape which is itself surrounded by small positive peaks numbering about a dozen (0.5 to 2.5 km wide each). As the sediments of the Athabasca Basin show no influence in the variation of specific density of the rocks, it is estimated that the annular gravity low is associated with the basement. The absence of breccias in the sedimentary units of the Carswell structure suggests that the brecciated impact units (less dense) are in the basement rocks, so implying a pre-Athabaskan age for the Carswell impact structure.

Paleocurrents and isopach maps [3] of the Athabasca Basin show that a large bowl shape surrounding a paleohigh centered on the Carswell structure was already available in the basement. This paleo-topography controlled the sedimentation of the Athabasca Group. The annular shaped dolomitic unit, overlying the positive gravity peaks rings mentioned above, at the current erosion level could correspond to the destabilisation of the central peak during sedimentary compaction. Differential compaction on a peak ring would have created an annular graben in a mechanism similar to the one in Utopia Planitia on Mars [4].

The Carswell impact structure is therefore older and larger than previously estimated [5, 6]. Using both Rondot's [7] and Grieve's [8] models for complex impact structure, the central uplift (38 km) considered to be underneath the annular dolomitic unit would suggest a crater size in the basement of

118 to 125 km wide. This value is a minimal one and fits data from paleocurrents and isopach maps done by Ramaekers on the Athabasca Basin.

References : [1] Ey F. (1984) Thèse Doc Spéc., Univ Strasbourg, 165 p. [2] Miles W. and Slimmon W.L. (2000) Geol. Survey Canada and Sask. Indust. Res in. Geological Atlas of Saskatchewan web page. [3] Ramaekers P. (1990) Sask. Geol. Surv., Sask. En. Min., Rep. 195, 49 p. [4] Buczkowski D. L. and Cooke M. L. (2004) JGR, 109, E02006, 8 p. [5] Harper C. T. (pers. comm. 2004). [6] Harper C. T. (1983) Ph.D. thesis, Colo. School Mines, Golden, Colorado. [7] Rondot J. (1994) Earth-Science Reviews 35(4), p. 331-365. [8] Grieve R. A. F. (1998) Geol. Soc. Spec. Pub. 140, p.105-131.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Alexopoulos J. S. et McKinnon W. B. 1994. Large impact craters and basins on Venus, with implications for ring mechanics on the terrestrial planets. In Dressler, B. O., Grieve, R. A. F. et Sharpton, V. L. (eds.), *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution*. Geological Society of America Special Paper 293, p. 29-50.

Alonso, D. et Rouve, B. 1973. Rapport de Fin de Mission, La Bordure Orientale du Dome de Carswell. Amok Internal Report.

Armstrong, R. E. et Ramaekers, P. 1985. Sr isotopic study of Helikian sediment and diabase dykes in the Athabasca Basin, Northern Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, p. 399-407.

Armstrong, R. L., Quirt, D. H. et Hoeve, J. 1988. Rb-Sr dating of diabase dykes in the Athabasca Basin, northern Saskatchewan. Saskatchewan Research Council, Publ. n. R-855-3-A-99.

Baratoux, D. et Melosh, H. J. 2003. The formation of shatter cones by shock wave interference during impacting. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 216, Issues 1-2, 15 Nov. 2003, p. 43-54.

Bassaget, J. P. et Camps, P. 1973. Rapport de fin de mission, Quadrant Nord-Ouest du noyau de socle, Géologie et Prospection, Amok Internal Report.

Baudemont, D. et Fredorowich, J. 1996. Structural control of uranium mineralization at the Dominique-Peter deposit, Saskatchewan, Canada. *Economic Geology*, Vol. 91, p. 855-874.

Bell, K. et Blenkinsop, J. 1981. Saskatchewan Shield Geochronology Project. In *Summary of Investigations 1980*, Saskatchewan Geological Survey Miscellaneous Report 80-4, p. 18.

Bell, K. 1985. Geochronology of the Carswell area, Northern Saskatchewan. In Lainé, R., Alonso, D. and Svab, M. (eds.) *The Carswell structure uranium deposits (Saskatchewan)*. Geological Association of Canada, Special Paper 29, p. 33-46.

Bellon, H., Devillers, C., Hagemann, R. et Touray, J. C. 1976. Dater les minéralisations : Mémoire Hors Série de la Société Géologique de France, n. 7, p. 265-268.

Blaise, J. R. et Koning, E. 1985. Mineralogical and structural aspects of the Dominique-Peter uranium deposit. In Lainé, R., Alonso, D. and Svab, M. (eds.) *The Carswell structure uranium deposits (Saskatchewan)*. Geological Association of Canada, Special Paper 29, p. 139-151.

Bottomley, R. J. 1982. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of melt rocks from impact craters. Unpublished Ph. D. Thesis, University of Toronto, Ontario, 104 p.

Bottomley, R. J., York, D. et Grieve, R. A. F. 1990. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of impact craters. *Proceedings Lunar and Planetary Science Conference 20th*, p. 421-431.

Brocoum, S. J. et Dalziel, I. W. D. 1974. The Sudbury Basin, the Southern Province, the Grenville Front, and the Penokean Orogeny. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 85, No. 10, p. 1571-1580.

Buczowski, D. L. et Cooke, M. L. 2004. Formation of double-ring circular grabens due to volumetric compaction over buried impact craters : Implications for thickness and nature of cover material in Utopia Planitia, Mars. *Journal of Geophysical Research*, 109, E02006, 8 p.

Cameron, E. M. 1983. Uranium exploration in Athabasca basin, Saskatchewan, Canada. Saskatchewan Energy and Mines, Saskatchewan Geological Survey, GSC Paper 82-11, 310 p.

Card, C. D. 2001. Basement rocks to the Western Athabasca Basin in Saskatchewan. In *Summary of Investigations 2001*, Vol. 2, Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Energy Mines, Misc. Rep. 2001, p. 321-333.

Card, C.D. 2002. New investigations of basement to the western Athabasca Basin. In *Summary of Investigations 2002*, Volume 2, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Industry Resources, Misc. Rep. 2002-4.2 CD-ROM, Paper D-12, 17p.

Card, C.D., Campbell, J.E., et Slimmon, W.L. 2003. Basement lithologic framework and structural features of the western Athabasca Basin. In Summary of Investigations 2003, Volume 2, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Industry Resources, Misc. Rep. 2003-4.2, CD-ROM, Paper D-3, 17p.

Cintala, M. J. et Grieve, R. F. A. 1994. The effects of differential scaling of impact melt and crater dimensions on lunar and terrestrial craters: Some brief examples. In Dressler, B. O., Grieve, R. F. A. et Sharpton, V. L. (eds.) Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution. Geological Society of America Special Paper 293, p. 51-59.

Clauer, N., Ey, F. et Gauthier-Lafaye, F. 1985. K-Ar dating of different rock types from the Cluff Lake uranium ore deposits (Saskatchewan, Canada). In Lainé, R., Alonso, D. and Svab, M. (eds.) The Carswell structure uranium deposits (Saskatchewan). Geological Association of Canada, Special Paper 29, p. 47-53.

Collier, B., Yeo, G., Long, D., Robbins, J. et Koning, E. 2001. Preliminary report on the stratigraphy of the Athabasca Group in the Vicinity of the Shea Creek project, Southwestern Athabasca Basin, Saskatchewan. In Summary of Investigations 2001, Vol. 2, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Energy Mines, Misc. Rep. 2001-4.2., p. 266-271.

Corfu, F. et Lightfoot, P. C. 1996. U-Pb geochronology of the Sublayer environment, Sudbury Igneous Complex, Ontario. Economic Geology, Vol. 91, p. 1263-1269.

Crocker, C., Collerson, K., Lewry, Bickford, J. 1993. Sm-Nd, U-Pb and Rb-Sr Geochronology and lithostructural relationships in the southwestern Rae Province: constraints on crustal assembly in the Western Canadian Shield. Precambrian Research 61, p. 27-50.

Croft, S. K. 1985. The scaling of complex craters. Proc. Lunar. Planet. Sci. Conf. 15th, J. Geophys. Res., Suppl. 90, C828-842.

Cumming, G. L. et Krstic, D. 1992. The age of unconformity-related uranium mineralization in the Athabasca Basin, northern Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 29, p. 1623-1639.

Currie, K. L. 1967. Shock metamorphism in the Carswell Circular Structure, Saskatchewan, Canada. Nature, January 7, p. 56-57.

Currie, K. L. 1968. A note on shock metamorphism in the Carswell circular structure, Saskatchewan, Canada. In French, B. M. et Short, N. M. (eds.) *Shock Metamorphism of Natural Materials*, Mono. Book Corp., Baltimore M. D., p. 379-382.

Currie, K. L. 1969. Geological notes on the Carswell circular structure, Saskatchewan (74K). Geological Survey of Canada Paper 67-32, 69 p.

Dence, M. R. 1972. Meteorite impact craters and the structure of the Sudbury Basin. Spec. Pap. Geol. Assoc. Can. 10, p. 7-18.

Dence, M. R. 2004. Structural evidence from shock metamorphism in simple and complex impact craters : Linking observations to theory. *Meteoritics* 39 ; n. 2 ; p. 267-286.

Devilliers, C. et Nordmann, F. 1974. Datation du minerais uranifère de Cluff – premiers résultats. Commissariat à l'Énergie Atomique, Internal Report.

Dressler, B. 1990. Shock metamorphic features and their zoning and orientation in the Precambrian rocks of the Manicouagan Structure, Quebec, Canada. *Tectonophysics* 171, p. 229-245.

Duhamel, I. 2003. Caractérisation structurale des impacts météoritiques : modélisation théorique, exemples naturels et implication dans la circulation des fluides. Rapport interne d'Omégalpha. 51 p.

Duhamel, I. 2004. La structure d'impact de Charlevoix : Rapport d'excursion du 12 au 14 mai 2004. Rapport Interne d'Omégalpha pour le projet SIM, révisé par Serge Genest ; 24 p.

Duhamel, I., Genest, S., Robert, F., et Tremblay, A. 2004. A re-evaluation of the size of the Carswell astrobleme, Saskatchewan, Canada. *Meteoritics and Planetary Science*, Vol. 39, p. A32, supplement august 2004, 67th Meeting of the Meteoritical Society : Abstract 5071 (poster).

Duhamel, I., Genest, S., Robert, F., et Tremblay, A. 2005. Carswell impact structure, Saskatchewan, Canada: geological, petrographical and geophysical results, and implications for the age of the astrobleme. *Meteoritics and Planetary Science*, Vol. 40, No. 9, p. A41, supplement september 2005, 68th Meeting of the Meteoritical Society : Abstract 5126 (oral presentation).

Eckstrand, O. R., Sinclair, W. D. et Thorpe, R. I. 1995. Géologie des types de gîtes minéraux du Canada. Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n°8, 706 p.

Eidelman, A. et Reches, Z. 1992. Fractured pebbles – A new stress indicator. *Geology*, Vol. 20, No. 4, p. 307-310.

Engelhardt, W. et Bertsch, W. 1969. Shock induced planar deformation structures in quartz from the Ries crater, Germany. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 20, p. 203-234.

Ey, F. 1984. Un exemple de gisement d'uranium sous discordance : les minéralisations protérozoïques de Cluff Lake, Saskatchewan, Canada. Thèse d'État, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 171 p.

Fayek, M. et Kyser, T.K. 1997. Characterization of multiple fluid-flow events and rare-earth-element mobility associated with formation of unconformity-type uranium deposits in the Athabasca basin, Saskatchewan. *Can. Mineral.*, 35, pp. 627-658.

Freiberger, R. et Cuney, M. 2003. Extensive basinal fluid circulations within the basement of the unconformity type uranium-deposits, Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. *European Geophysical Society, Geophysical Research Abstracts*, Vol. 5, n. 09894.

French, B. M. 1998. *Traces of Catastrophe: a handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures*. LPI Contribution n. 954, Lunar and Planetary Institute, Houston. 120 p.

Gancarz, A. J. 1979. Chronology of the Cluff Lake uranium deposit, Canada (Abstract). In *International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline*, N. T., Australia, Extended Abstracts, p. 91-94.

Genest, S. 2005. Impacts Météoritiques, Rapport d'avancement annuel du projet SIM, RS&DE. Rapport interne d'Omégalpha en date du 25 février 2005.

Gibb, R. A., Thomas, M. D., Lapointe, P. L. et Mukhopadhyay, M. 1983. Geophysics of proposed Proterozoic sutures in Canada : *Precambrian Research*, Vol. 19, p. 349-384.

Gibson, R. L., Reimold, W. U. et Wallmach, T. 1997. Origin of pseudotachylite in the lower Witwatersrand Supergroup, Vredefort Dome (South Africa): constraints from metamorphic studies. *Tectonophysics* 283, p. 241-262.

Gibson, R. L., Reimold, W. U. et Stevens, G. 1998. Thermal-metamorphic signature of an impact event in the Vredefort Dome, South Africa. *Geology*, V. 26, p. 787-790.

Gibson, R. L., Reimold, W. U. et Lana, C. 2003. Vredefort 2003 - Recent Progress, New Challenges. Third International Conference On Large Meteorite Impacts (August 5-7, 2003 in Nördlingen, Germany), abstract 4082.

Gibson, R. L. et Reimold, W. U. 2005. Shock pressure distribution in the Vredefort impact structure, South Africa. In Kenkmann, T., Hörz, F. et Dutsch, A. (eds.) *Large meteorite impact III: Geological Society of America Special Paper 384*, p. 329-349.

Godfrey, J. D. 1980. *Geology of the Alexander-Wylie Lakes District, Alberta*. Earth Sciences Report 78-1, Alberta Research Council, 26 p.

Grieve, R. A. F., Dence, M. R. et Robertson, P. B. 1977. Cratering process : As interpreted from the occurrence of impact melts. In Schultz, P. H. et Merrill, R. B. (eds.) *Impact and Explosion Cratering: Planetary and Terrestrial Implications*. Pergamon, p. 37-57.

Grieve, R. A. F., Robertson, P. B. et Dence, M. R. 1981. Constraints on the formation of ring impact structures, based on terrestrial data. In Schultz, P. H. et Merrill, R. B. (eds.) *Multi-ring Basins*. Pergamon, p. 37-57.

Grieve, R. A. F., Stöffler, D. et Deutsch, A. 1991. The Sudbury Structure: controversial or misunderstood. *Journal of Geophysical Research* 96, p. 22 753- 22 764.

Grieve, R. A. F. et Pesonen, L. J. 1992. The terrestrial impact cratering record. *Tectonophysics*, 216, p. 1-30.

Grieve, R. A. F. et Masaitis, V. L. 1994. The economic potential of terrestrial impact craters. *International Geology Review* 36, p. 105-151.

Grieve, R. A. F. 1998. Extraterrestrial impacts on Earth: the evidence and the consequences. In Grady, M. M., Hutchison, R., McCall, G. J. H. et Rothery, D. A. (eds.) *Meteorites: flux with time and impact effects*. Geological Society Special Publication No. 140, p. 105-131.

Grieve, R. A. F. 2001. The Terrestrial Cratering Record. In Peucker-Ehrenbrink, B., Schmitz, B. (Ed.) *Accretion of Extraterrestrial Matter Throughout Earth's History*. Kluwer Academic / Plenum Publishers, p. 379-402.

Grieve, R. A. F. 2003. Extraterrestrial triggers for ressource deposits (ext. abs.). *Applied Earth Science* 112, n. 2, B145-B147.

Halter, G., Pagel, M., Sheppard, S. M. F., Weber, F. et Clauer, N. 1988. Rétromorphose, paléoaaltération, diagenèse et hydrothermalisme de l'encaissant des gisements uranifères dans la structure de Carswell (Saskatchewan-Canada). In Johan Z, Ohnenstetter D (Ed.), *Gisements métallifères dans leur contexte géologique*, Doc. BRGM, 158, 365-388.

Harper, C. T. 1983. The geology and uranium deposits of the central part of the Carswell Structure, northern Saskatchewan, Canada; Ph. D. thesis, Colorado School of Mines, 337 p.

Hartmann, W. K. et Yale, F. G. 1969. Mare Orientale and its intriguing basin. *Sky and Telescope*, 37, p. 4-7.

Hecht, L. et Cuney, M. 2000 a. The role of diagenetic fluids in the mobilization of LREE-U-Pb-Zr Mechanism of uranium mobilization in the Athabasca Basin and basement by hydrothermal and/or diagenetic fluids. *Proceedings of the GAC-MAC, 10th Anniversary Meeting*, Calgary.

Hecht, L. et Cuney, M. 2000 b. Hydrothermal alteration of monazite in the Precambrian crystalline basement of the Athabasca Basin (Saskatchewan, Canada) : Implications for the unconformity-related uranium deposits. *Mineralium Deposita*, 35, p. 791-795.

Hendry, H. E. et Wheatley, K. L. 1985. The Carswell Formation, Northern Saskatchewan: stratigraphy, sedimentology, and structure. In Lainé, R., Alonso, D. and Svab, M. (eds.) *The Carswell structure uranium deposits (Saskatchewan)*. Geological Association of Canada, Special Paper 29, p. 87-103.

Henkel, H. et Reimold, W. U. 1998. Integrated geophysical modelling of a giant, complex impact structure: Anatomy of the Vredefort structure, South Africa. *Tectonophysics*, V. 287, p. 1-20.

Hodych, J. P. et Dunning, G. R. 1992. Did the Manicouagan impact trigger end-of-Triassic mass extinction? *Geology*, 20, p. 51-54.

Hoffman, P. F. 1988. United Plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 16, p. 543-603.

Hoffman, P. F. 1990. Subdivision of the Churchill Province and extent of the Trans-Hudson Orogen. In Lewry, J. F. et Stauffer, M. R. (eds.) *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America*. Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 15-39.

Hoeve, J. 1977. Uranium metallogenic studies; II Rabbit Lake, mineralogy and geochemistry. In *Summary of Investigations 1977*, Saskatchewan Department of Mineral Resources, Miscellaneous Report 77-10, p. 124-135.

Hoeve, J. et Sibbald, T.I.I. 1978. On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity-type uranium deposits in northern Saskatchewan, Canada. *Econ. Geol.*, 73, p. 1450-1473.

Huffman, A. R. et Reimold, W. U. 1996. Experimental constraints on shock-induced microstructures in naturally deformed silicates : *Tectonophysics*, v. 256, p. 165-217.

Hunziker, J. C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R. D., Friedrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggwiler, P., et Schwander, H. 1986. The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, p. 157-180.

Innes, M. J. S. 1964. Recent advances in the meteorite crater research at the Dominion Observatory, Ottawa. *Meteoritics*, Vol. 2, p. 230-234.

Jébrak, M. 2003 (dernière mise à jour). *Manuel de gîtologie*. Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre, Version 3.1.

Kamo, S. L., Reimold, W. U., Krogh, T. E. et Colliston, W. P. 1996. A 2.023 Ga age for the Vredefort impact event and a first report of shock metamorphosed zircons in pseudotachylitic breccias and Granophyre. *Earth and Planetary Science Letters* 144, p. 369-387.

Koeberl, C. et Anderson, R. R. 1996. Manson and company: Impact structures in the United States. *Geological Society of America, Special Paper* 302, p. 1-29.

Koeberl, C. 1997. Impact cratering: The mineralogical and geochemical evidence. In Johnson, K. et Campbell, J. (eds.) Proceedings, "The Ames Structure and similar features", Oklahoma Geological Survey Circular, 100, p. 30-54.

Kotzer, T.G. et Kyser, T.K. 1995. Petrogenesis of the Proterozoic Athabasca Basin, northern Saskatchewan, Canada, and its relation to diagenesis, hydrothermal uranium mineralization and paleohydrogeology. *Chem. Geol.*, 120, pp. 45-89.

Kring, D. A., Zurcher, L. et Horz F. 2003. Impact Lithologies and Post-Impact Hydrothermal Alteration Exposed by the Chicxulub Scientific. Drilling Project, Yaxcopoil, Mexico. Third International Conference On Large Meteorite Impacts (August 5-7, 2003 in Nördlingen, Germany), abstract 4112.

Krogh, T. E., Davis, D. W. et Corfu, F. 1984. Precise U-Pb zircon and baddeleyite ages of the Sudbury Area. In Pye, E. G., Naldrett, A. J. et Giblin, P. E. (eds.) The geology and ore deposits of the Sudbury structure. Ontario Geol. Surv. Spec. Vol. 1, p. 431-446.

Lainé, R. 1984. Activités d'exploration d'Amok Limitée. Rapport interne March 1984 Amok LTD/Ltée.

Lainé, R., Alonso, D. et Svab, M. 1985. The Carswell structure uranium deposits (Saskatchewan). Geological Association of Canada, Special Paper 29, 230 p.

Lakomy, R. 1990. Implications for cratering mechanics from a study of the Footwall Breccia at the Sudbury impact structure, Canada. *Meteoritics* 25, p. 195-207.

Lemieux, Y., Tremblay, A. et Lavoie, D. 2003. Structural analysis of supracrustal faults in the Charlevoix area, Quebec: relation to impact cratering and the St-Laurent fault system. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 40, p. 221-235.

Lewry, J. F. et Sibbald, T. I. I. 1980. Thermotectonic evolution of the Churchill Province in northern Saskatchewan; *Tectonophysics*, Vol. 68, p. 45-82.

Lloyd, G. E. et Knipe, R. J. 1992. Deformation mechanisms accommodating faulting of quartzite under upper crustal conditions. *Journal of Structural Geology*, 14, p. 127-143.

Lorilleux, G., Cuney, M., Jébrak, M. et Mondy, J. 2000. A new approach of unconformity-type uranium metallogenesis from a structural breccia study (Northern Saskatchewan, Canada). Abstract of the CSEG Conferences 2000.

Lorilleux, G. 2001. Les brèches associées aux gisements d'uranium de type discordance du bassin Athabasca (Saskatchewan, Canada). Thèse de Doc. De l'Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy. 319 p.

Lucas, S. B., St-Onge, M. R. et Percival, J. A. 1998. Introduction. In *Géologie des provinces précambriennes du lac Supérieur et de Grenville et fossiles du Précambrien en Amérique du Nord*, sous la coordination de Lucas, S. B. et St-Onge, M. R., chap. 1, Commission géologique du Canada, *Géologie du Canada* n. 7, p. 3-13.

Macdonald, C. 1985. Mineralogy and geochemistry of the sub-Athabasca regolith near Wollaston Lake. In Sibbald, T. I. I. et Petruk, W. (eds.), *Geology of the uranium deposits. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 32*, p. 155-158.

Melosh, H. J. 1989. *Impact cratering: a geological process*. Oxford: Oxford University Press, 245 p.

Montanari, A. et Koeberl, C. 2000. *Impact Stratigraphy, the Italian Record*. Lecture Notes in Earth Sciences n. 93, Springer Eds., 364 pp.

Naumov, M.V. 2002. Impact-generated hydrothermal systems : Data from Popigai, Kara, and Puchezh-Katunki impact structures. In : Plado J. and Pesonen L.J. (eds.). *Impacts in Precambrian Shields (Impact Studies)*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 117-171.

Naumov, M. V., Lyakhnitskaya, V. D. et Yakovleva, O. A. 2003. Sulfide Mineralization in the 100 km Popigai Impact Structure, Russia. Third International Conference On Large Meteorite Impacts (August 5-7, 2003 in Nördlingen, Germany), abstract 4040.

Newsom, H.E., Graup, G., Sowards, T. et Keil, K. 1987. Fluidization and hydrothermal alteration of the suevite deposit at the Ries crater, West Germany, and implications for Mars. Proceedings of the 17th Lunar and Planetary Science Conference. *Journal of Geophysical Research* 91, E239-E251.

Nomade, S., Renne, P. R. et Merkle, R. K. W. 2004. 40 Ar / 39 Ar age constraints on ore deposition and cooling of the Bushveld Complex, South Africa. *Journal of the Geological Society*, 161 (3), p. 411-420.

Osinski, G.R., Spray, J.G. et Lee, P. 2001. Impact-induced hydrothermal activity within the Houghton impact structure, arctic Canada: Generation of a transient, warm, wet oasis. *Meteoritics & Planetary Science* 36, 731-745.

Ostermann, M., Schärer, U. et Deutsch, A. 1996. Impact melt dikes in the Sudbury multi-ring basin (Canada): Implications from uranium-lead geochronology on the Foy Offset Dike. *Eteoritics and Planetary Science* 31, p. 494-501.

Ostertag, R. 1981. Annealing of experiments on experimentally shocked felspar single crystals. *Meteoritics*, v. 16, p. 373.

Pacquet, A. et McNamara, S. 1985. The Study of the Basal Athabasca succession in the D, E, L, F and S Areas of the Carswell Structure. In Lainé, R., Alonso, D. and Svab, M. (eds.) *The Carswell structure uranium deposits (Saskatchewan)*. Geological Association of Canada, Special Paper 29, p. 81-86.

Pagel, M. 1975. Cadre géologique des gisements d'uranium dans la structure de Carswell (Saskatchewan, Canada): Étude des phases fluides. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Nancy I, 157 p.

Pagel, M. et Jaffrezic, H. 1977. Analyses chimiques des saumures des inclusions de quartz et de la dolomite du gisement d'uranium de Rabbit Lake (Canada). Aspect méthodologique et importance génétique. *C.R. Acad. Sci.*, 284, p. 113-116.

Pagel, M. 1983. « Les altérations ». In *Les gisements d'uranium liés spatialement aux discordances, Géologie et Géochimie de l'Uranium*, Mémoires du Centre de Recherches sur la Géologie de l'Uranium, Nancy, 1, p. 287-303.

Pagel, M. et Svab, M. 1985. Petrographic and geochemical variations within the Carswell structure metamorphic core and their implications with respect to the uranium mineralization. In Lainé, R., Alonso, D. and Svab, M. (eds.) *The Carswell structure uranium deposits (Saskatchewan)*. Geological Association of Canada, Special Paper 29, p. 55-70.

Pagel, M., Wheatley, K. et Ey, F. 1985. The origin of the Carswell circular structure. In Lainé, R., Alonso, D. and Svab, M. (eds.) *The Carswell structure uranium deposits (Saskatchewan)*. Geological Association of Canada, Special Paper 29, p. 213-223.

Pagel, M., Halter, G., Ruhlmann, F. et Tona, F. 1988. Évolution polycyclique de la province uranifère Athabasca (Saskatchewan - Canada) et genèse des gisements liés spatialement à la discordance du Protérozoïque moyen dans la structure de Carswell. In Johan, Z. et Ohnenstetter, D. (eds.) *Gisements métallifères dans leur contexte géologique*. Doc. BRGM, 158, p. 389-414.

Parnell, J. 2001. Paragenesis of mineralization within fractured pebbles in Witwatersrand conglomerates. *Mineralium Deposita*, 36, p. 689-699.

Pike, R. J. 1974. Craters on Earth, Moon, and Mars: Multivariate classification and mode of origin. *Earth and Planetary Science Letters* 22, p. 245-255.

Pike, R. J. 1977. Size-dependence in the shape of fresh impact craters on the moon. In Roddy, D. J., Pepin, R. O. et Merrill, R. B. (eds.) *Impact and explosion cratering : planetary and terrestrial implications*. Pergamon, p. 489-509.

Pike, R. J. 1985. Some morphologic systematics of complex impact structures. *Meteoritics* vol. 20, n. 1, p. 49-68.

Pilkington, M. et Grieve, R. A. F. 1992. The geophysical signatures of terrestrial impact craters. *Reviews of Geophysics*, 30, p. 161-181.

Poag, C. W., Hutchinson, D. R., Colman, S. M. et Lee, M. W. 1999. Seismic expression of the Chesapeake Bay impact crater : Structural and morphometric refinements based on new seismic data. In Dressler, B. O. et Sharpton, V. L. (eds.) *Impact cratering and planetary evolution II*. Geological Society of America Special Paper 339, p. 149-164.

Poag, C. W., Koeberl, C. et Reimold, W. U. 2004. *The Chesapeake Bay Crater: Geology and Geophysics of a Late Eocene Submarine Impact Structure*. Springer, 522 p.

Raffensperger, J. P. et Garven, G. 1995. The formation of unconformity-type uranium ore deposits. 1. Coupled groundwater flow and heat transport modeling. 2. Coupled hydrogeochemical modeling. *American Journal of Sciences*, 295, p. 581-696.

Rainbird, R. H., Stern, R. A., et Jefferson, C. W. 2002. Summary of detrital zircon geochronology of the Athabasca Group, northern Saskatchewan and Alberta; In Summary of Investigations 2002, Volume 2, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Industry Resources, Misc. Rep. 2002-4.2, CD-ROM, Paper D-17, 3p.

Ramaekers, P. 1981. Hudsonian and Helikian basins of the Athabasca region, northern Saskatchewan. In Campbell, F. H. A. (ed.) Proterozoic Basins of Canada, Geol. Surv. Can., Pap. 81-10, p. 219-233.

Ramaekers, P. 1990. Geology of the Athabasca Group (Helikian) in northern Saskatchewan; Saskatchewan Geological Survey, Report 195, 49 p.

Ramaekers, P., Yeo, G. et Jefferson, C. 2001. Preliminary overview of regional stratigraphy in the late Paleoproterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta. In Summary of investigations 2001, Vol. 2, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Energy Mines, Misc. Rep. 2001-4.2., p. 240-251.

Reimold, W. U. 1998. Exogenic and endogenic breccias: a discussion of major problematics. *Earth Science Reviews*, 43, p. 25-47.

Reimold, W. U., Brandt, D., de Jong, R. et Hancox, J. 1999. The Tswaing meteorite crater, An introduction to the natural and cultural history of the Tswaing region including a description of the hiking trail. The Council for Geoscience, Geological Survey of South Africa, 171 p.

Reimold, W. U., Koeberl, C., Gibson, R. L. et Dressler, B. O. 2005. Economic Mineral Deposits in Impact Structures: A Review. In Koeberl, C. et Henkel, H. (eds.) *Impact Tectonics*. p. 479-552.

Reineck, H. E. et Singh, I. B. 1980. Depositional sedimentary environments (with reference to terrigenous clastics). Springer-Verlag, 549 p.

Renac, C., Kyser, T. K., Durocher, K., Dreaver, G. et O'Connor, T. 2002. Comparison of diagenetic fluids in the Proterozoic Thelon and Athabasca Basins, Canada : implications for protracted fluid histories in the stable intracratonic basins. *Canadian Journal of Earth Science*, 39, p. 113-132.

Robertson, P. B. et Grieve, R. A. F. 1977. Shock attenuation at terrestrial impact structures. In Roddy, D. J., Pepin, R. O. et Merrill, R. B. (eds.) *Impact and explosion cratering*, Pergamon, p. 687-702.

Rondot, J. 1994. Recognition of Eroded Astroblemes. *Earth Science Reviews*, 35, p. 331-365.

Rondot, J. 1995. Les impacts météoritiques à l'exemple de ceux du Québec. Publications MNH Inc., 157 p.

Ruhlmann, F. 1982. Études minéralogiques et métallogéniques de quelques occurrences uranifères de l'anneau de Carswell. Rapport Cogéma Minéralogie 16 Août 1982. 28 p.

Ruhlmann, 1985. Mineralogy and metallogeny of uraniferous occurrences in the Carswell structure. In Lainé, R., Alonso, D. and Svab, M. (eds.) *The Carswell structure uranium deposits (Saskatchewan)*. Geological Association of Canada, Special Paper 29, p. 105-120.

Ruzicka, V. 1996. Gîtes d'uranium associés à des discordances; dans *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, rév. par Eckstrand, O. R., Sinclair, W. D. et Thorpe, R. I., Commission Géologique du Canada, *Géologie du Canada*, n. 8, p. 219-234.

Schenk, P. M. (2002) Thickness constrains on the icy shells of the galilean satellites from a comparison of crater shapes. *Nature* 417, p. 419-421.

Scholle, P. A., Bebout, D. G. et Moore, C. H. 1983. Carbonate depositional environments. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir* 33, 708 p.

Schumacher, F. 1982. Étude structurale sur carottes (Peter River - Canada) Résultats et Méthodes. Rapport Cogéma AMOK, 12 Mai 1982.

Short, N. M. 1968. Petrographic Study of Shocked Rocks from the Steen River Structure, Alberta. In French, B. M. et Short, N. M. (eds) *Shock Metamorphism of Natural Materials*. P. 374-378.

Sibbald, T. I. I. et Petruk, W. 1985. Geology of uranium deposits. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Proceedings of the CIM-SEG Uranium Symposium, Special Volume* 32, 268 p.

Spudis, P. D. 1994. The large impact process inferred from the geology of lunar multiring basins. In Dressler, B. O., Grieve, R. F. A. et Sharpton, V. L. (eds.) *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution*. Geological Society of America Special Paper 293, p. 1-10.

Stähle, V. 1975. Natural shock behaviour of almandite in metamorphic rocks from the Ries Crater, Germany. *Earth Planet. Sci. Lett.* 25, p. 71-81.

Stevens, R. D., Delabio, R. N. et Lachance, G. R. 1982. Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic ages, Report 15, Geological Survey of Canada Paper 81-2, p. 34-35.

Stöffler, D. et Hornemann U. 1972. Quartz and Felspar glasses produced by natural and experimental shock. *Meteoritics*, v. 7, p. 371-394.

Stöffler, D. 1984. Glasses formed by hypervelocity impact. *J. Non-Crystall. Solids*, 67, p. 465-502.

Stöffler, D., Bischoff, L. Oskierski, W. et Wiest, B. 1988. Structural deformation, breccia formation, and shock metamorphism in the basement of the complex terrestrial impact craters: Implications for the cratering process. In Bodén, A. et Eriksson, K. G. (eds.) *Deep drilling in crystalline bedrock*. Springer-Verlag, p. 277-297.

Stöffler, D. et Grieve, R. A. F. 1994. Classification and nomenclature of impact metamorphic rocks: a proposal to the IUGS subcommission on the systematics of metamorphic rock. *European Science Foundation Network on Impact Cratering Newsletter*, v. 2, p. 8-15.

Stöffler, D. et Langenhorst, F. 1994. Shock metamorphism of quartz in nature and experiment : I. Basic observations and theory. *Meteoritics*, v. 29, p. 155-181.

Stöffler, D. et Grieve, R. A. F. 1996. IUGS classification and nomenclature of impact metamorphic rocks: towards a final proposal. *International Symposium on the Role of Impact Processes in the Geological and Biological Evolution of Planet earth*, Postojna, Slovenia, 27.9.-2.10 (Abstract).

Tapaninen, K. 1976. Cluff Lake Area. In Trigg, C. M. et Woollett, G. N. (eds), *Uranium deposits of Northern Saskatchewan*, Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada Guidebook, Edmonton '76, p. 50-71.

Therriault, A. M., Grieve, R. A. F. et Reimold, W. U. 1997. Original size of the Vredefort structure: Implications for the geological evolution of the Witwatersrand Basin. *Meteoritics and Planetary Science* 32, p. 71-77.

Therriault, A.M., Fowler, A.D. et Grieve, R.A.F. 1999. The Sudbury igneous complex: mineralogy and petrology of a differentiated impact melt sheet. 30th Lunar and Planetary Science Conference, abstract 1801.

Thomas, D. J., Jefferson, C. W., Yeo, G. M., Card, C., et Sopuck, V. 2002. Introduction ; Field Trip A1. In Andrade, N., Breton, G., Jefferson, C.W., Thomas, D.J., Tourigny, G., Wilson, S., et Yeo, G.M. (eds.) *The Eastern Athabasca Basin and its Uranium Deposits*, Geol. Assoc. Can./Mineral. Assoc. Can. Guidebook, May 24-26, Saskatoon 2002, p. 1-22.

Tona, F., Alonso, D. et Svab, M. 1985. Geology and mineralization in the Carswell structure – a general approach. In Lainé, R., Alonso, D. and Svab, M. (eds.) *The Carswell structure uranium deposits (Saskatchewan)*. Geological Association of Canada, Special Paper 29, p. 1-18.

Tremblay, L. P. 1972. Geology of the Beaverlodge Mining Area, Saskatchewan. Geological Survey of Canada Memoir 367, 265 p.

Tremblay, L. P. 1982. Geology of the uranium deposits related to the sub-Athabasca unconformity, Saskatchewan; Geological Survey of Canada, Paper 81-20, 56 p.

Turtle, E. P., Pierazzo, E., Collins, C. G., Osinski, G. R., Melosh, H. J., Morgan, J. V. et Reimold, W. U. 2005. Impact structures: What does crater diameter mean? In Kenkmann, T., Hörz, F. et Dutsch, A. (eds.) *Large meteorite impact III: Geological Society of America Special Paper 384*, p. 1-24.

Ugalde, H. A., Artemieva, N. et Milkereit, B. 2005. Magnetization on impact structures – Constraints from numerical modeling and petrophysics. In Kenkmann, T., Hörz, F. et Dutsch, A. (eds.) *Large meteorite impact III: Geological Society of America Special Paper 384*, p. 25-42.

Versh, E., Kirsimäe, K., Jõelet, A. et Plado, J. 2003. Impact Induced Hydrothermal System at Kärda Impact Crater : Development and Biological Consequences. Third International Conference On Large Meteorite Impacts (August 5-7, 2003 in Nördlingen, Germany), abstract 4120.

von Einsiedel, C. A. 1981. Petrography and geochemistry of the Cluff Lake breccias, Carswell structure, Northern Saskatchewan. Thesis for the degree of Bachelor of Science. Department of Geology, Carleton University, Ottawa, Ontario. 44 p.

Walker, R. J., Morgan, J. W., Naldrett, A. J., Li, C. et Fasett, J. D. 1991. Re-Os isotope systematics of Ni-Cu sulphide ores, Sudbury Igneous Complex, Ontario; evidence for a major crustal component. *Earth and Planetary Science Letters* 105, p. 416-429.

Wanless, R. K., Stevens, R. D., Lachance, G. R. et Edmonds, C. M. 1968. Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic ages. Report 8, Geological Survey of Canada Paper 67-2, Part A, 141 p.

Wanless, R. K., Stevens, R. D., Lachance, G. R. et Delabio, R. N. 1979. Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic ages. Report 14, Geological Survey of Canada Paper 79-2, 67 p.

Wendt, I., Höhndorf, A., Lenz, H. et Voultsidis, V. 1978. Radiometric age determination on samples of the Key Lake uranium deposit. In Zartman, R. E. (ed.), *Short Papers of the Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology*, United States Geological Survey Open File Report 78-701, p. 448-449.

Wheatley, K. L. 1985. The sedimentology, stratigraphy and structural geology of the Carswell Formation, Northern Saskatchewan. Thesis for the Degree of M. Sc., University of Saskatchewan, 144 p.

Wood, C. A. et Head, J. W. 1976. Comparison of impact basins on Mercury, Mars and the Moon. *Proc. Lunar. Sci. Conf.* 7th, p. 3629-3651.

Wood, C. A. 1980. Martian double ring basins: New observations. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 11th, p. 2221-2241.

Worden, J. W., Cumming, G. L. et Baadsgaard, M. 1981. Geochronology, setting, and mineralization ages of the Midwest uranium deposit, Northern Saskatchewan. Canadian Institute of Mining Uranium Symposium, Saskatchewan (unpublished).

Yeo, G., Collier, B., Ramaekers, P., Koning, E., Robbins, J. et Jiricka, D. 2001. Stratigraphy of the Athabasca Group in the Southwestern Athabasca Basin, Saskatchewan (NTS 74F and 74K). In

Summary of investigations 2001, Vol. 2, Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Energy Mines, Misc. Rep. 2001-4.2, p. 252 – 265.

Zellagui, R. 2004. Morphologie et morphométrie des structures d'impact météoritique - étude critique. Rapport interne de la compagnie Omégalpha (Québec, Canada), projet SIM, 31 p.